
DISSERTATION ZUR ERLANGUNG DES NATURWISSENSCHAFTLICHEN DOKTORGRADES
DER BAYERISCHEN JULIUS-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT WÜRZBURG

**Charakterisierung und Modellierung der interferierenden
klimatischen, orographischen und anthropogenen Einflüsse auf die
Landschaftsentwicklung des oberen *Rio Guadalentín* (Spanien)**

VORGELEGT VON:
TORSTEN RIEDLINGER
AUS
RADOLFZELL

WÜRZBURG 2006



EINGEREICHT AM: 25. APRIL 2006

1. GUTACHTER: PROF. DR. ROLAND BAUMHAUER (UNIVERSITÄT WÜRZBURG)
2. GUTACHTER: PROF. DR. BRIGITTA SCHÜTT (FREIE UNIVERSITÄT BERLIN)
DER DISSERTATION

1. PRÜFER: PROF. DR. ROLAND BAUMHAUER (UNIVERSITÄT WÜRZBURG)
2. PRÜFER: PROF. DR. HARTWIG FRIMMEL (UNIVERSITÄT WÜRZBURG)
DER MÜNDLICHEN PRÜFUNG

TAG DER MÜNDLICHEN PRÜFUNG: 10. NOVEMBER 2006

DOKTORURKUNDE AUSGEHÄNDIGT AM:

*"NO SUBSTANTIAL PART OF THE UNIVERSE IS SO SIMPLE
THAT IT CAN BE GRASPED AND CONTROLLED WITHOUT
ABSTRACTION.*

*ABSTRACTION CONSISTS IN REPLACING THE PART OF THE
UNIVERSE UNDER CONSIDERATION BY A MODEL
OF SIMILAR BUT SIMPLER STRUCTURE.*

*MODELS, FORMAL OR INTELLECTUAL ON THE ONE HAND,
OR MATERIAL ON THE OTHER, ARE THUS A CENTRAL
NECESSITY OF SCIENTIFIC PROCEDURE."*

(WIENER ET AL. 1945)

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Fach Physische Geographie, im Fachbereich Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier bei Herrn Prof. Dr. Roland Baumhauer und wurde im Fach Physische Geographie am Institut für Geographie der Universität Würzburg abgeschlossen. Im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes "Historische Verwitterung, Abtrag und Akkumulation" (His-VAA) wurde im Sommer 2000 gemeinsam von Frau Prof. Dr. Brigitta Schütt, Herrn Prof. Dr. Roland Baumhauer und Herrn Prof. Dr. Joachim Hill eine mehrwöchige Geländekampagne in Südost- und Zentralspanien durchgeführt, bei der die wesentlichen Ziele dieser Arbeit diskutiert wurden. Allen Beteiligten sei an dieser Stelle recht herzlich für die Unterstützung und Diskussionsbereitschaft während der Geländearbeiten gedankt.

Für die Betreuung sowohl an der Universität Trier als auch nach dem Ruf an die Universität Würzburg, möchte ich mich sehr herzlich bei Herrn Prof. Dr. Roland Baumhauer bedanken. Seine Diskussionsbereitschaft und sein Interesse sowie die immerwährende Unterstützung haben wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Frau Prof. Dr. Brigitta Schütt gilt mein besonderer Dank für die thematische und methodische Einführung, für ihre Unterstützung bei den Gelände- und Laborarbeiten sowie für die Übernahme eines Gutachtens. Die gemeinsamen Geländearbeiten und Exkursionen im *Guadalentín*, in der *Castilla la Mancha*, dem Iberischen Randgebirge und den *Pyrenäen* werden mir in guter Erinnerung bleiben.

Diese Promotion wurde von August 2000 bis Dezember 2002 durch ein Graduiertenstipendium des Landes Rheinland-Pfalz (GRAFÖG), vergeben durch die Universität Trier, durch ein Abschlussstipendium der Universität Trier (März und April 2003) sowie durch einen Reisekostenzuschuss für die Geländearbeiten im Frühjahr 2001 durch den Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) unterstützt.

Folgenden Personen in Spanien gilt mein besonderer Dank: Herrn Dr. Gabriel del Barrio (*Estacion Experimental de Zonas Aridas (CSIC, Almería)*) für die Bereitstellung eines Digitalen Höhenmodells; Herrn Jonathan Cox (*Confederación Hidrográfico del Segura, Murcia*) für seine enorme Hilfsbereitschaft bei der Organisation von Geodaten; Herrn Ginés Rodríguez Campo (*Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente*) für die gemeinsamen Exkursionen in die *Sierra de María*, für die Vermittlung von Kontakten in der Umweltbehörde in *Almería (Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente)* sowie seine kontinuierliche Hilfsbereitschaft vor Ort; Herrn Francisco Alcocer (ehem. Direktor des Naturparks *Sierra de María - Los Vélez*) für seine Unterstützung bei der Datenbeschaffung und die Ausstellung eines wertvollen "Medio Ambiente - Ausweises"; Herrn Mariano Vicente Albaladejo (*Sistemas Ambiental y geografico, Ministerio de Medio Ambiente, Murcia*) für sein hohes Engagement bei der Bereitstellung von Geodaten sowie Herrn Dietmar Roth (Horstmann-Stiftung, *Vélez-Blanco*) für seine organisatorischen Tipps und seine Hilfsbereitschaft.

An der Universität Trier erfuhr ich große Hilfsbereitschaft durch eine Reihe von Kollegen, denen ich hierfür herzlich danken möchte. Bei den Laborarbeiten im Labor der Physischen Geographie und der Geologie bekam ich Unterstützung und Hilfe von Dr. Birgit Kausch, Jutta Moschansky-Koster, Mirko Gregor und Dr. Ralph Hansen. Herrn Prof. Dr. Jean-Frank Wagner danke ich für die Ermög-

lichung der Kohlenstoffbestimmung am Infrarot Gasspektrometer (LECO RC-412). Herrn Prof. Dr. Johannes Ries danke ich sehr herzlich für seine Unterstützung und seine motivierende Art, die ich am Ende meiner Trierer Zeit zu schätzen gelernt habe. Besonders bedanken möchte ich mich bei Joachim Post für die gute und erfolgreiche Zusammenarbeit bei der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH. Die gemeinsame Datenbeschaffung in Spanien sowie die anschließende 6-monatige Datenaufbereitung und Auswertung wird mir als positives Beispiel für gute Teamarbeit in Erinnerung bleiben. Des Weiteren bin ich ihm für die kritische Durchsicht des Manuskripts dankbar. Sandra Schimansky möchte ich für ihre unermüdliche Hilfe, vor allem bei der Kommunikation mit spanischen Stellen und bei der Übersetzung danken. Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich ebenfalls Dr. Wolfgang Römer und Heinz Henninger, die mir bei mathematisch-statistischen Fragen weitergeholfen haben. Angela Tintrup gen. Suntrup danke ich für die engagierte Hilfe im Gelände im Frühjahr 2001. Besonders danken möchte ich Tilmann Sauer, der durch seine kritischen Fragen viele anregende Diskussionen initiiert hat. Des Weiteren gilt mein Dank allen ehemaligen Trierer Kollegen, die mich unterstützt haben.

Bei Prof. Dr. Stefan Dech (Institutsleiter des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums - DFD) und Dr. Harald Mehl bedanke ich mich für ihr Verständnis und Entgegenkommen, das sie mir bei der Fertigstellung der Dissertation am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) entgegengebracht haben. Meinen Kolleginnen und Kollegen am DLR, Dr. Claudia Künzer, Dr. Thomas Kemper, Dr. Michael Schmidt, Dr. Andreas Hirner, Susan Giegerich, Dr. Klaas Scholte und Dr. Alexander Zwing danke ich recht herzlich für die vielfältige Unterstützung in der Endphase der Arbeit.

Die Bestimmung des Gesamtchemismus der Sedimentproben erfolgte an der Universität Saarbrücken unter der Regie von Herrn Dr. J. Wannemacher. Die ¹⁴C-Datierungen wurden am Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität in Kiel von Herrn Prof. Dr. P.M. Grootes und Herrn Dr. F. Bruhn durchgeführt. Frau Dr. Maria Knipping vom Institut für Botanik der Universität Hohenheim ermöglichte dankenswerterweise eine Vorab-Pollenanalyse von vier ausgewählten Sedimentproben. Leider war der Erhaltungszustand der Pollen so schlecht, dass von einer weiteren Pollenanalyse abgesehen wurde, dennoch war ich für ihre Bereitschaft sehr dankbar. Für die Bereitstellung des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH danke ich Herrn Karsten Jasper von der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich.

Allen voran möchte ich meiner Familie für die entgegengebrachte Hilfsbereitschaft, Unterstützung und Motivation danken. Meinen Eltern Gertrud und Dieter Riedlinger bin ich aus tiefstem Herzen dafür dankbar, wie sie mich in all den Jahren motiviert, unterstützt und gefördert haben. Meiner Schwester Gunilla Riedlinger und Markus Maurer danke ich für die schöne gemeinsame Zeit in München, die auch zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen hat. Insbesondere meiner Frau Petra und meinen Kindern Lana und Nick danke ich von ganzem Herzen für die moralische Unterstützung, ihr Verständnis und ihre Bereitschaft zum Verzicht auf gemeinsame Wochenenden und Urlaubstage. Ihnen widme ich diese Arbeit.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	III
Abbildungsverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis	XI
Kartenverzeichnis	XVI
Fotoverzeichnis	XVII
1 Einleitung	1
1.2 Problemstellung und Zielsetzung.....	2
1.3 Grundlagen und Stand der Forschung	5
2 Naturräumliche und historische Gliederung des Untersuchungsgebietes.....	19
2.1 Lage des Untersuchungsraumes.....	19
2.2 Geologische und geomorphologische Gliederung.....	20
2.3 Klima	24
2.4 Hydrographie.....	30
2.5 Boden	32
2.6 Vegetation und aktuelle Landnutzung.....	36
2.7 Regional-historische Entwicklung	41
3 Methoden, Datengrundlage und Datenprozessierung.....	49
3.1 Klimadaten	49
3.1.1 Datengrundlage und Datenkorrektur	49
3.1.2 Flächeninterpolationsverfahren für Niederschlags- und Temperaturdaten	55
3.1.3 Berechnung des <i>Standardized Anomaly Indices</i>	58
3.1.4 Größenfrequenzanalyse.....	59
3.1.5 Verdunstungsberechnung (allgemein)	61
3.2 Geographische Informationssysteme (GIS)	63
3.2.1 Datengrundlage und Datenkorrektur	64
3.2.2 Morphometrische und hydro-topographische Analyse.....	65
3.3 Wasserhaushalts-Simulations-Modell (WaSiM-ETH)	67
3.3.1 Datengrundlage und Datenaufbereitung (WaSiM-ETH).....	68
3.3.2 Verdunstungsberechnung (WaSiM-ETH).....	71
3.3.3 Abflussbildung	73
3.3.4 Abflusskonzentration.....	75
3.3.5 Erstellung von Landnutzungsszenarien	78
3.4 Boden- und Sedimentanalyse.....	81
3.4.1 Feldarbeiten	81
3.4.2 Laboranalysen	81
3.4.3 Datierungen	83
4 Ergebnisse.....	85

4.1	Auswertung und Modellierung der klimatologischen Daten	85
4.1.1	Jahresniederschlagssummen und interannuelle Variabilität.....	85
4.1.2	Interpolation des Gebietsniederschlags.....	89
4.1.3	Vertikal-orographische Differenzierung der Niederschläge	91
4.1.4	Langjährige Niederschlagsentwicklung (auf Jahresbasis).....	92
4.1.5	Monatsniederschlagssummen.....	96
4.1.6	Langjährige Niederschlagsentwicklung (auf Monatsbasis).....	98
4.1.7	Tage mit Niederschlag	104
4.1.8	Tagesniederschlagssummen.....	109
4.1.9	Sommerliche Trockenheit.....	111
4.1.10	Niederschlagsdichte als Maß für die Niederschlagsintensität	114
4.1.11	Starkniederschlagsereignisse.....	116
4.1.12	Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes	123
4.1.13	Jahresmitteltemperaturen	129
4.1.14	Monatsmitteltemperaturen	132
4.1.15	Aktuelle und potentielle Verdunstung.....	133
4.1.16	Charakterisierung der annuellen Humidität und Aridität	136
4.2	Morphometrische und hydrologische Analyse.....	141
4.2.1	Topographische und morphometrische Parameter	141
4.2.2	Hydro-topologische Modellierung.....	145
4.2.3	Bodendaten	148
4.2.4	Hydrologische Modellierung (WaSiM-ETH).....	151
4.2.5	Hydrologische Modellierung von Landnutzungs-Szenarien	159
4.3	Stratigraphie und Zeitstellung der Sedimentaufschlüsse	167
4.3.1	Aufschluss am <i>Río Caramel</i> (Aufschluss 04)	167
4.3.2	Aufschluss 01.....	172
4.3.3	Aufschluss 05.....	173
5	Diskussion.....	175
5.1	Niederschlag	175
5.2	Temperatur und Verdunstung.....	185
5.3	Hydrologische Modellierung.....	187
5.4	Erosion und Akkumulation.....	193
5.5	Holozäne Entwicklung	197
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	203
7	Zusammenfassung.....	207
8	Literaturverzeichnis.....	213
	Internet-Links	240
	Anhang 1 - Abbildungen	241
	Anhang 2 - Tabellen.....	249
	Anhang 3 - Fotos	273

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1	Komponenten und Werkzeuge für die Charakterisierung und Modellierung der Landschaftsentwicklung.....	3
Abbildung 2	Vereinfachtes, schematisiertes Landschaftsentwicklungsmodell.....	4
Abbildung 3	Pediment und Glacis (Modell) unter semi-aridem Klima und periodisch-episodischem Abflusssystem; (aus MENSCHING 1973, S. 138, Figur 1).....	7
Abbildung 4	Klimaregionen auf der Iberischen Halbinsel während des letzten Hochglazials (verändert nach FONT TULLOT 1988, S. 41)	8
Abbildung 5	Zeitliche, archäologische, klimatische und floristische Gliederung des Spätglazials und des Holozäns (eigene Zusammenstellung nach verschiedenen Autoren: ROHDENBURG & SABELBERG 1973; MAGNY 1982; Buch 1988; FONT TULLOT 1988; PONS & REILLE 1988; MAY ET AL. 1992; LANG 1994; WAGNER 1995; FAUST & DIAZ DEL OLMO 1997; REED ET AL. 2001).....	10
Abbildung 6	Verhältnis zwischen dem Sedimentertrag und der effektiven Jahresniederschlagssumme (verändert nach LANGBEIN & SCHUMM 1958, in INBAR 1992, S. 395)	14
Abbildung 7	3D-Übersicht (Blickrichtung aus 80° Ost) des Untersuchungsgebietes, definiert als das hydrologische Einzugsgebiet des <i>Rio Guadalentín</i> am Pegel von <i>Lorca</i> , eigene Darstellung; DHM des CSIC in <i>Almería</i> (vgl. Kapitel 3.2.1)	19
Abbildung 8	Strukturelle Gliederung der Betischen Kordilliere (aus LAUTENSACH 1969, Tafel 43b, nach SOLÉ verändert)	21
Abbildung 9	Klimageographische Landschaftsgliederung; gestrichelte Linien stellen die Grenzen der Verbreitung des Ölbaums dar, im Norden durch Sommerfeuchte und/oder Winterkälte, im Süden durch Trockenheit und/oder Winterkälte (aus WAGNER 2001, S. 216; Entwurf WAGNER, Quellen: GAUSSEN ET AL. 1962, BIROT 1964, LAUER & FRANKENBERG 1986).....	24
Abbildung 10	Gliederung der Iberischen Halbinsel nach Humidität und Aridität (aus FONT TULLOT 1988, S. 263).....	25
Abbildung 11	Klimadiagramme (Mittelwerte des Zeitraums 1988 bis 1993); blaue Säulen: monatliche Niederschlagssummen, rote Kurve: Temperatur, graue Kurven: ETP (dick), ETR (dünn), humide Monate sind durch dunkelblau gefärbten Niederschlagssäulen gekennzeichnet; ETP/ETR-Berechnung aus WASIM (vgl. Kapitel 3.3.2 & 4.1.15); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	27
Abbildung 12	Charakteristische Bodencatena für Südost-Spanien an einem idealen Hang (aus SCHÜTT 2001, S. 29; verändert nach GEIGER 1970, S. 71).....	32

Abbildung 13	Degradationsformen des mediterranen Waldes. Sukzessions- und Regenerationsstadien auf Schlag-, Brand- und Weideflächen (Quelle: GIESSNER 1986, S. 79).....	38
Abbildung 14	Zeitliche und archäologische Gliederung der wichtigsten kulturellen und historischen Ereignisse der letzten 4.500 Jahren BP (eigene Zusammenstellung nach verschiedenen Autoren: BENDALA GALÁN 1982a/b; BREUER & WEBER 1997; LENTISCO PUCHE 1995; ROTH 2001).....	41
Abbildung 15	Die Verbreitung der Argar-Kultur und ihr Einfluss auf die Iberische Halbinsel (aus ROTH 2001, S. 62; verändert nach CABO 1983, S. 201)	43
Abbildung 16	Administrative Grenzen auf der Iberischen Halbinsel zur Zeit Kaiser Augustus (aus ROTH 2001, S. 64; verändert nach CABO 1983, S. 406)	43
Abbildung 17	Grenzen auf der Iberischen Halbinsel während des Kalifats von <i>Cordoba</i> (aus ROTH 2001, S. 67; verändert nach CRUZ HERNANDEZ 1992, S. 453)	44
Abbildung 18	Administrative Grenzen auf der Iberischen Halbinsel während der Herrschaft der Almohaden (aus ROTH 2001, S. 69; verändert nach CRUZ HERNANDEZ 1992, S. 460).....	45
Abbildung 19	Provinzgrenzen Spaniens im 19. und 20. Jahrhundert, mit den heutigen autonomen Regionen (aus ROTH 2001, S. 84).....	47
Abbildung 20	Zeitliche Verfügbarkeit der Niederschlagsdaten an den Messstationen.....	50
Abbildung 21	Zeitliche Verfügbarkeit der Temperaturdaten an den Messstationen.....	50
Abbildung 22	Darstellung verschiedener Interpolationsverfahren (Thiessen, Spline, Spline mit Höhenkorrektur) für die Stationswerte respektive unter Verwendung eines DGMS (eigene Berechnung und Darstellung).....	56
Abbildung 23	Darstellung verschiedener räumlicher Interpolationsverfahren am Beispiel der Niederschlagsverteilung des Untersuchungsgebietes (eigene Berechnung und Darstellung)	57
Abbildung 24	Raster- und Vektordarstellung eines idealisierten Landschaftsausschnittes (aus BABAN 1999, S. 63).....	63
Abbildung 25	Modellierung und schematische Einteilung der Lateral- und Längskrümmungsparameter auf der Basis eines DHM's, berechnet in ArcINFO (<i>curvature function</i>), eigene Berechnung und Darstellung	67
Abbildung 26	Flussdiagramm für WaSiM-ETH – Topmodelansatz (eigene Darstellung, verändert nach SCHULLA & JASPER 2000, S. 60).....	77
Abbildung 27	Zwei Phasen - Analyse von C_{org} und C_{anorg} am LECO (RC-412), idealisierte Bodenprobe (eigene Messung und Darstellung).....	82

Abbildung 28	Jahresniederschlagssummen an acht ausgewählten Messstationen (P_{mittel} = langjähriges Mittel des jeweiligen Zeitraums, d = mittlere Abweichung, s = Standardabweichung); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	86
Abbildung 29	Zusammenhang zwischen der mittleren Jahresniederschlagssumme [P_{mean}] und der Standardabweichung [s] für 1983-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	88
Abbildung 30	Zusammenhang zwischen der Stationshöhe [m ü. NN] und der mittleren Jahresniederschlagssumme [P_{mean}] für 1983-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	91
Abbildung 31	Gleitendes 30 jähriges Mittel der Jahresniederschlagssummen von 1950 bis 2000; eigene Berechnung & Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	93
Abbildung 32	"Standardized anomaly indices" (SAI) der annuellen Niederschlagssummen für die Klimastationen <i>Embalse de Valdeinfierno</i> , <i>Embalse de Puentes</i> , <i>Zarcilla de Totana</i> und <i>Vélez-Rubio</i> im Zeitraum von 1950 bis 2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	95
Abbildung 33	Gleitendes 30 jähriges Mittel der Monatsniederschlagssummen von 1950 bis 2000 für die Monate Januar bis Juni; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	99
Abbildung 34	Gleitendes 30 jähriges Mittel der Monatsniederschlagssummen von 1950 bis 2000 für die Monate Juli bis Dezember; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	100
Abbildung 35	Anzahl der jährlichen Niederschlagstage (>1 mm) für die Klimastationen <i>Embalse de Valdeinfierno</i> (7198), <i>María</i> (7194) und <i>Vélez-Rubio</i> (7189A), unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen, 1 bis 10 mm (weiss), 10 bis 20 mm (hellgrau), 20 bis 40 mm (mittelgrau) und Tagesniederschlagssummen größer 40 mm (dunkelgrau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	105
Abbildung 36	Anzahl der jährlichen Niederschlagstage (>1 mm) für die Klimastationen <i>Embalse de Puentes</i> (7205), <i>Zarcilla de Totana</i> (7206) und <i>Lorca</i> (7208), unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen, 1 bis 10 mm (weiß), 10 bis 20 mm (hellgrau), 20 bis 40 mm (mittelgrau) und Tagesniederschlagssummen größer 40 mm (dunkelgrau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	106
Abbildung 37	Tagesniederschlagssummen an der Klimastation am <i>Embalse de Valdeinfierno</i> für die Jahre 1988 bis 1993; eigene Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	110

Abbildung 38	Gleitendes 30 jähriges Mittel der annuellen Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung & Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	115
Abbildung 39	Starkniederschlagsdefinition nach KUNZ & KOTTMEIER (2002, S. 205); eigene Darstellung.....	116
Abbildung 40	Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] in <i>María</i> und <i>Vélez-Rubio</i> , SO-Spanien; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	125
Abbildung 41	Eintrittswahrscheinlichkeiten [%] für hypothetische Tagesniederschlagssummen (10mm, 20mm, 40mm, 50mm), auf der Basis aller Tagesniederschlagssummen (> 1mm) im Zeitraum 1976-1999 auf Monatsbasis, für drei ausgewählte Klimastationen (EMV_7198, EMP_7205, VR_7189A); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	128
Abbildung 42	Minimale, maximale und mittlere Jahresmitteltemperaturen an sechs ausgewählten Klimastationen (minimale Jahresmitteltemperatur entspricht dem Mittel der minimalen Monatsmitteltemperaturen; maximalen Jahresmitteltemperatur entspricht dem Mittel der maximalen Monatsmitteltemperaturen), eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	129
Abbildung 43	Zusammenhang zwischen der Stationshöhe [m ü.NN] und der mittleren Jahresmitteltemperatur [Tmean in °C] für 1982-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	130
Abbildung 44	Mittlere Monatsmitteltemperaturen der Jahre 1988 bis 1993 für sechs ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	132
Abbildung 45	Klimatische Wasserbilanz für die Klimastationen <i>Embalse de Valdeinfierro</i> , <i>Embalse de Puentes</i> und <i>Vélez-Rubio</i> , für die Jahre 1988 bis 1993, monatliche Niederschlagssummen: blaue Säulen; ETP: graue Kurven; klimatische Wasserbilanz (KWB): blaue Kurve; ETP-Berechnung aus WaSiM-ETH; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	137
Abbildung 46	Klimatische Wasserbilanz für die Klimastationen <i>Zarcilla de Totana</i> , <i>María</i> und <i>Lorca</i> , für die Jahre 1988 bis 1993, monatliche Niederschlagssummen: blaue Säulen; ETP: graue Kurven; klimat. Wasserbilanz (KWB): blaue Kurve; ETP-Berechnung aus WaSiM-ETH; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	138
Abbildung 47	Abhängigkeit der Landnutzungsklassen von der Hangneigung in Bezug zur Gesamtfläche auf der Basis der Landnutzungsdaten (Corine 1987, vgl. Karte 6); eigene Berechnung und Darstellung	143

Abbildung 48	Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Untersuchungsgebiet (Pegel von <i>Lorca</i>) der Jahre 1988 bis 1990; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflussspende [mm/d] und des Gebietsniederschlages [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung.....	152
Abbildung 49	Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Untersuchungsgebiet (Pegel von <i>Lorca</i>) der Jahre 1991 bis 1993;; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflussspende [mm/d] und des Gebietsniederschlages [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung	153
Abbildung 50	Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Teileinzugsgebiet 03 (Pegel Aufschluss 04 am <i>Rio Caramel</i>) der Jahre 1988 bis 1990; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflussspende [mm/d] und des Gebietsniederschlages [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung.....	157
Abbildung 51	Aufschluss 04 - Stratigraphie, Datierungen sowie Gehalte an organischem [Gew.-% C _{org}] und anorganischem Kohlenstoff [Gew.-% C _{anorg}], pH-Wert, Verhältniszahlen [MgO/CaO; Fe ₂ O ₃ /MnO; SiO ₂ /(CaO+MgO)] sowie Bleikonzentration [ppm] 168	
Abbildung 52	Aufschluss 01 - Stratigraphie, Datierungen, Beschreibung und Lage-skizze	172
Abbildung 53	Aufschluss 05 - Stratigraphie, Datierungen sowie Gehalte an organischem [Gew.-% C _{org}] und anorganischem Kohlenstoff [Gew.-% C _{anorg}], pH-Wert sowie Verhältniszahlen [MgO/CaO; Fe ₂ O ₃ /MnO]	174
Abbildung 54	Relative Niederschlagsvariabilität in Nordafrika und SE-Spanien (verändert nach BESLER 1992, S. 25; vgl. Tabelle 10, Zeitraum 1961-1990).....	176
Abbildung 55	„Standardized anomaly indices of annual precipitation for the southern (south of 38°N), central (38°N to 42°N) and northern (42°N to 46°N) belts of the western Mediterranean, 1951 – 1989“; (Quelle: PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 67)	179
Abbildung 56	„Storm duration recorded during study period; 1995-1998, note the non-linearity of the x-axis“; Quelle: DE WIT 2001, S. 92.....	181
Abbildung 57	„Maximum rainfall intensity recorded during the study period“; Quelle: DE WIT 2001, S. 93.....	182

Abbildung 58	Schematische Darstellung des hydrologischen Netzwerks nach mäßigem und starkem Niederschlag (Zeichnung verändert nach DE WIT 2001, S. 50).....	188
Abbildung 59	Abflussganglinie der <i>Rambla de Algeciras</i> am 28.11.1961 infolge eines Starkregens mit 20mm Niederschlag in 15 Minuten (Quelle: CHS; Zeichnung verändert nach GEIGER 1970, S. 102; aus SCHÜTT 2001, S. 27).....	190
Abbildung 60	Gebietsniederschlag und Abflussspende für Teileinzugsgebiet 03 (blaue Linie) sowie hypothetischer Abfluss bei Verkürzung der zeitlichen Auflösung; eigene Berechnung und Darstellung.....	191
Abbildung 61	Topographischer Index für das hydrologische Einzugsgebiet des <i>Río Guadalentín</i> (Südost-Spanien) als Funktion der Hangneigung (x) und der Fließakkumulation (y) nach: $\ln(y) = -4.0 * \ln(x) + 7.67$	194
Abbildung 62	Aufschluss 04 - Stratigraphie, Datierungen, zeitliche holozäne Einteilung, Gehalte an organischem Kohlenstoff [Gew.-% C _{org}], Verhältniszahlen [MgO/CaO; Fe ₂ O ₃ /MnO; SiO ₂ /(CaO+MgO) sowie Bleikonzentration [ppm]; schematische Gliederung in feuchte (blau) und trockene (gelb) Zeiträume.....	200
Abbildung A1	Gleitendes 30 jähriges Mittel der monatlichen (Januar bis Juni) Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung und Darstellung	242
Abbildung A2	Gleitendes 30 jähriges Mittel der monatlichen (Juli bis Dezember) Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung & Darstellung.....	243
Abbildung A3	Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation <i>Embalse de Valdeinferno</i> für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)	244
Abbildung A4	Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation <i>Embalse de Puentes</i> für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1).....	245
Abbildung A5	Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation <i>Vélez-Rubio</i> für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1).....	246
Abbildung A6	Stratigraphie, Datierungen sowie Differenzierung von ausgewählten Hauptelemente [%] und Spurenelemente [ppm] für den Aufschluss 04 am <i>Rio Caramel</i> (vgl. Abbildung 51).....	247

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1	Bezeichnung, Lage und Datenverfügbarkeit der Klimastationen.....	49
Tabelle 2	Resultate der Regressions- und Korrelationsanalyse sowie des t-Tests zur Schätzung fehlender Monatsniederschlagssummen; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS (<i>Murcia</i>).....	52
Tabelle 3	Monatsniederschlagssummen im August an sechs ausgewählten Messstationen; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS (<i>Murcia</i>).....	54
Tabelle 4	Topographische Karten (Massstab 1:25.000) für das Untersuchungsgebiet	64
Tabelle 5	Geologische Karten (Massstab 1:50.000) für das Untersuchungsgebiet.....	64
Tabelle 6	Bodentypenkarten (Massstab 1:100.000) des LUCDEME Projektes (ICONA 1987, 1988a, 1988b, 1990a, 1990b, 1992, 1993) für das Untersuchungsgebiet	65
Tabelle 7	Flächenanteile [ha] an aktueller Landnutzung für das Untersuchungsgebiet (Corine 1987)	78
Tabelle 8	Flächenanteile [ha] an potentiell natürlicher Vegetation mit primärer landwirtschaftlicher Nutzung von Gunsträumen; Darstellung der hypothetischen Nutzungsänderung.....	79
Tabelle 9	Flächenanteile [ha] bei intensivierter Landnutzung; Darstellung der hypothetischen Nutzungsänderung	80
Tabelle 10	Mittlere, minimale und maximale Jahresniederschlagssummen an acht ausgewählten Klimastationen sowie deren Streuungsparameter (d = mittlere Abweichung, s = Standardabweichung, $d[\%]$ = prozentuale mittlere Abweichung und Differenz zwischen der maximalen und minimalen Jahresniederschlagssumme) für unterschiedliche klimatologische Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	87
Tabelle 11	Die Stärke des räumlichen Zusammenhangs (r^2) der SAI der Jahresniederschlagssummen von vier ausgewählten Klimastationen sowie der dazugehörigen Signifikanzniveaus (α); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	94
Tabelle 12	Mittlere, minimale und maximale Monatsniederschlagssummen an vier Klimastationen, sowie deren Streuungsparameter (d [%] = mittlere prozentuale Abweichung, s = Standardabweichung) und Differenz zwischen den mittleren Monatssummen der klimatologischen Zeiträume 1971-2000 und 1961-1990	97

Tabelle 13	Die Stärke des räumlichen Zusammenhangs (r^2) der Anzahl der Niederschlagstage zwischen sechs ausgewählten Klimastationen sowie der dazugehörigen Signifikanzniveaus (α); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	107
Tabelle 14	Minimale, maximale und mittlere Anzahl der Tage mit klassifizierten Tagesniederschlagssummen von 1 bis 10 mm, 10 bis 20 mm, 20 bis 40 mm und größer 40 mm (bezogen auf max. Bezugszeiträume, vgl. dazu Abbildung 35 und 36); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	108
Tabelle 15	Zeitraum und Andauer der sommerlichen Trockenperiode der Jahre 1988-1993 in Tagen für acht ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes; die Werte in Klammern (Tage) geben die Anzahl der Niederschlagstage (kleiner 3 mm) während der Trockenperiode an; die Spalte Nd[mm] (Ns[mm]/Tage) gibt die Niederschlagssumme (Ns) sowie die Anzahl der Niederschlagstage der 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit sowie die maximale Tagesniederschlagsmenge innerhalb dieses Zeitraums an; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	112
Tabelle 16	Anzahl (D) der minimalen, maximalen und mittleren annualen Starkniederschlagsereignisse (>40 mm Tagesniederschlagssumme) sowie Gesamtanzahl (D (Anzahl)), mittlere, maximale und aufsummierte Starkniederschlagssumme (P [mm]), differenziert nach verschiedene Zeiträumen (vgl. dazu Kapitel 3.1.1) für 8 Klimastationen des Untersuchungsgebietes; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	117
Tabelle 17	Tagesniederschlagssummen [mm] für den 27. September 1997 bis 01. Oktober 1997 sowie Summe der 5-Tagesniederschlagssummen [mm] vom 27. September 1997 bis 01. Oktober 1997, für 12 Klimastationen im Untersuchungsgebiet, hellblau: P>70 mm, mittelblau: P>100 mm; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	118
Tabelle 18	Rangskalierte Starkniederschlagsereignisse (Tagesniederschlagssummen [mm]), für 8 ausgewählte Klimastationen im Untersuchungsgebiet; drei bedeutende Ereignisse sind farblich hinterlegt, blau: 15.-19.10.1973, hellblau: 27.09.-01.10.1997, grün: 21.-23.10.2000; eigene Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	120
Tabelle 19	Tagesniederschlagssummen [mm] für den 15. bis 20. Oktober 1973 sowie Summe der 3-Tagesniederschlagssummen [mm] vom 17. bis 19. Oktober 1973, für 18 Klimastationen im Untersuchungsgebiet und angrenzender Gebiete, hellblau: P>70 mm, mittelblau: P>100 mm, dunkelblau: P>200 mm; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	121

Tabelle 20	Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse für unterschiedliche Zeitintervalle und Wiederkehrzeiten von sechs ausgewählten Klimastationen im Untersuchungsgebiet; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	124
Tabelle 21	Ermittelter vertikaler Temperaturgradient (T_{VG}) für sechs ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes (<i>Embalse de Valdeinfierno, Embalse de Puentes, Zarcilla de Totana, Vélez-Rubio, María</i> und <i>Lorca</i>) auf Monatsbasis; eigene Berechnung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	133
Tabelle 22	Ergebnisse der ETP-Berechnung nach HARGREAVES & SAMANI (1982, 1985) für sechs ausgewählte Klimastationen im Untersuchungsgebiet; Vergleichswerte aus CHS (1995) berechnet nach <i>Thornthwaite</i> und WaSiM-ETH berechnet nach <i>Wendling</i> (vgl. Kapitel 3.1.5 und 3.3.2); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1), alle Werte in [mm].....	134
Tabelle 23	Hydrologische Teileinzugsgebiete des Untersuchungsgebietes für die hydrologische Modellierung mit WaSiM-ETH	147
Tabelle 24	WaSiM-ETH Ergebnistabellen für den Modellierungszeitraum 1988 bis 1993	151
Tabelle 25	Modellierte, gemittelte Abflusspende [mm/Jahr] für die Teileinzugsgebiete sowie als gewichtetes Mittel für das Gesamtuntersuchungsgebiet; Teileinzugsgebietsgrößen setzen sich teilweise aus mehreren EZG-Nr. (vgl. Karte 4) zusammen	156
Tabelle 26	Pollenanalyse von vier ausgewählten Sedimentproben des "Aufschluss 04"; (vgl. Kapitel 3.1.1).....	171
Tabelle T1	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>Embalse de Valdeinfierno (EMV_7198)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder sind interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1).....	250
Tabelle T2	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>Embalse de Puentes (EMP_7205)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder sind interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	251

Tabelle T3	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>Vélez-Rubio (VR_7189A)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	252
Tabelle T4	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>Zarcilla de Totana (ZAR_7206)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	253
Tabelle T5	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>María (MAR_7194)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	254
Tabelle T6	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation <i>Lorca (LOR_7208)</i> für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	255
Tabelle T7	Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastationen <i>Chirivel (CHI_7187A)</i> und <i>Doña Ines (7201A)</i> für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	256
Tabelle T8	Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen <i>Embalse de Valdeinfierno (EMP_7198)</i> und <i>Embalse de Puentes (7205)</i> für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	257
Tabelle T9	Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen <i>Vélez-Rubio (VR_7189A)</i> und <i>Zarcilla de Totana (7206)</i> für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	258

Tabelle T10	Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen <i>Murcia</i> (MAR_7194) und <i>Lorca</i> (7208) für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in <i>Murcia</i> (vgl. Kapitel 3.1.1)	259
Tabelle T11	WaSiM-ETH Steuerdatei für das hydrologische Einzugsgebiet des <i>Río Guadalentín</i> – Südost-Spanien	260
Tabelle T12	Ergebnisse des Gebietsniederschlags auf der Basis der Teileinzugsgebiete für den Zeitraum vom 01.09.1989 bis 16.10.1989.....	272

Kartenverzeichnis

Karte 1	Geologie	22
Karte 2	Mittlerer, annueller Gebietsniederschlag (1988 bis 1993)	28
Karte 3	Jahresmittel der Temperatur (1988 bis 1993).....	29
Karte 4	Hydrologie	33
Karte 5	Bodentypen.....	35
Karte 6	Landnutzung (Corine 1987).....	40
Karte 7	Mittlerer, minimaler und maximaler annueller Gebietsniederschlag (1988-1993).....	90
Karte 8	Gebietsniederschlag am 17.-19. Oktober 1973	122
Karte 9	Jahresmittel der mittleren, minimalen und maximalen Temperatur (1988-1993).....	131
Karte 10	Potentielle Evapotranspiration	135
Karte 11	Ariditätsindex [$I = P/ETP$]	139
Karte 12	Hangneigung, Exposition und komplexe Krümmung.....	142
Karte 13	Boden-topographischer Index (TGI).....	144
Karte 14	Topographiefaktor (LS-Faktor)	145
Karte 15	Fliessakkumulation [ha]	146
Karte 16	Fliesszeitsummen [h]	147
Karte 17	Bodenart und Gesamtporenvolumen des Oberbodens	149
Karte 18	Nutzbare Feldkapazität und gesättigte Wasserleitfähigkeit.....	150
Karte 19	Gebietsniederschlag – ETR [mm].....	155
Karte 20	Aktuelle Landnutzung und Landnutzungsszenarien	160
Karte 21	Direktabfluß (QD) und Differenz zu Szenarien	161
Karte 22	Relative Feuchte und Differenz zu Szenarien	163
Karte 23	Potentielle Evapotranspiration und Differenz zu Szenarien.....	165
Karte 24	Reale Evapotranspiration und Differenz zu Szenarien	166
Karte 25	Erosions-Index (ErX).....	195
Karte 26	Erosions-Index (ErX) in landwirtschaftlich genutzten Arealen.....	196

Fotoverzeichnis

Foto 1	Flussterrassen des <i>Rio Luchena</i> (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000).....	31
Foto 2	Agrarische Nutzflächen mit Ackerterrassen, im Hintergrund Ölbaumkulturen – <i>Cañada Hermosa</i> (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000).....	36
Foto 3	Ackerflächen in der <i>Cañada Hermosa</i> ; Vordergrund: abgeerntetes Getreidefeld; Hintergrund: frisch gepflügter Acker (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)	193
Foto F1	Barranco nördlich des <i>Rio Caramel</i> ; Aufschluss 04 (12 m Tiefe) wurde auf der östlichen Barranco-Seite beprobt (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001).....	274
Foto F2	Aufschluss 01 – Seitenansicht der Ackerterrasse (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001).....	274
Foto F3	Aufschluss 01 – Profilwand (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001).....	275
Foto F4	Aufschluss 05 – Profilwand, ca. 3.8 m beprobt (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001).....	276
Foto F5	Geländestufe (rund 2 m) in der <i>Cañada Hermosa</i> ; am Hangfuß der nördlichen Hügelkette; links: Ackerfläche (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000).....	276
Foto F6	Gully Erosion in der <i>Cañada Hermosa</i> ; am Hangfuß der nördlichen Hügelkette (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000).....	277
Foto F7	Mandelbaumkulturen südwestlich von <i>Vélez-Blanco</i> (Hangneigung 10° bis 20°), links Erosionsformen (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)	278
Foto F8	Getreideanbau ohne Terrassierung (Hangneigung teils >20°) im intramontanen Becken von <i>La Longaniza</i> , nördlich von <i>María</i> (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001).....	278

1 Einleitung

Im Rahmen der Diskussion über die Landschaftsentwicklung von semi-ariden Naturräumen nehmen klimatische, orographische und anthropogene Einflussfaktoren eine wichtige Stellung ein. Die Charakterisierung der Landschaftsentwicklung setzt ein umfassendes Verständnis der holozänen Klimaentwicklung, sowohl der subrezentten Bedingungen als auch der Erfassung von Paläoklima-indikatoren voraus. Dem Relief, als steuernde orographische Größe und der Vegetationsbedeckung kommt insbesondere seit Beginn der menschlichen Besiedlung eine immer stärker werdende Bedeutung zu. Landschaftsprägende Veränderungen vollziehen sich im Grenzbereich der Atmosphäre, der Lithosphäre, der Hydrosphäre, der Biosphäre, der Pedosphäre und der Anthroposphäre in unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Dimensionen und werden vor allem durch das aktuelle geomorphologische Erscheinungsbild der Landschaftsoberfläche sowie die rezente Vegetationsbedeckung deutlich. Die steuernden Faktoren sind vielschichtig, independent als auch interdependent, und reichen von natürlichen Prozessen über anthropogene Beeinflussung zu selbstverstärkenden Veränderungen.

Für das semi-aride Untersuchungsgebiet, dem hydrologischen Einzugsgebiet des oberen *Rio Guadalentin* in Südost-Spanien, eines der trockensten Gebiete in Europa, wird dieser Wandel durch nachfolgende Beispiele deutlich. Eines der intensivsten Starkniederschlagsereignisse der letzten 50 Jahre verursachte im Herbst 1973 große Überschwemmungen und Schlammfluten, zerstörte Wege, Strassen und Behausungen und kostete mehreren Menschen das Leben. Die Morphodynamik während solcher Extremereignisse ist landschaftsprägend; sie schafft neue hydrologische Abflussbahnen, verlegt Flussläufe und erodiert, transportiert und akkumuliert Feinmaterial und Gerölle. Im Gegensatz dazu bedingen und prägen langanhaltende intraannuelle Trockenphasen mit bis zu 150 aufeinanderfolgenden niederschlagsfreien Tagen die Wasserverfügbarkeit, den Bodenwasserhaushalt, die Vegetationsperiode und damit das vegetative Landschaftsbild. Langzeitliche Veränderungen, sowohl im Sinne klimatischer Veränderungen, als auch in Zeiträumen der pedologischen oder geologischen Entwicklungen, haben die Basis für die heutige naturräumliche Gliederung dieses südost-spanischen Naturraumes geschaffen.

Der zunehmende anthropogene Einfluss auf den Landschaftshaushalt, und damit auf das Erscheinungsbild der Kulturlandschaft, geht im Untersuchungsgebiet bis ins Neolithikum zurück und unterliegt seither einer Vielzahl von variablen prähistorischen und historischen Einflussfaktoren. Prägend dabei waren vor allem der wechselnde Siedlungsdruck sowie die unterschiedlichen kulturellen Bewirtschaftungsweisen. Das heutige Landschaftsbild dieser Region wird neben den geomorphologischen und geologischen Formationen durch die Streusiedlungen und Dörfer sowie durch die zum Teil intensive landwirtschaftliche und forstwirtschaftliche Nutzung geprägt. Bedeutend sind dabei die bis auf die Mauren zurückgehenden Bewirtschaftungsformen der Ackerterrassen und Bewässerungssysteme, die in der jüngsten Vergangenheit nur eingeschränkt gepflegt und instand gesetzt worden sind. Die anhaltende Landflucht der letzten Jahrzehnte führte zudem zur Wüstung von vielen Streusiedlungen in den ländlichen Regionen. Des Weiteren veränderte sich die landwirtschaftliche Nutzung nach dem Beitritt Spaniens zur Europäischen Union im Jahre 1986, aufgrund der europäischen Agrarpolitik, deutlich. Dies wird im Untersuchungsgebiet, unter anderem durch

die von der EU geförderten, großflächig angelegten Mandelkulturen deutlich, die mittlerweile das Landschaftsbild dieser Region prägen.

Die vorliegende Arbeit versucht, unterschiedliche Einflussfaktoren auf das heutige Landschaftsbild des Untersuchungsgebietes in Südostspanien zu charakterisieren, ihre Wirkungsrichtung abzuleiten und deren Einfluss auf die "Frühen Umwelten" zu analysieren und zu beschreiben. Im Vordergrund steht dabei die Charakterisierung und Modellierung physisch geographischer Faktoren, mit der Beschreibung des rezenten Klimas und der aktuellen Morphodynamik. Mithilfe eines hydrologischen Modells, durch die Einbeziehung von historischen Quellen sowie der stratigraphischen und geochemischen Auswertung von Aufschlüssen, sollen sowohl zeitliche als auch räumliche, landschaftsgeschichtliche Fragestellungen erörtert werden. Abschließend erfolgt eine zusammenfassende Bewertung der rezenten, subrezentem und holozänen Klima- und Landschaftsentwicklung für den Untersuchungsraum des oberen *Rio Guadalentín*.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Aus den vorangegangenen Ausführungen wird deutlich, dass das heutige Landschaftsbild ein Produkt aus verschiedenen zeitlich und räumlich variablen Einflussfaktoren darstellt. Zur Klärung landschaftsgeschichtlicher Fragestellungen, sollen im Rahmen dieser Arbeit insbesondere die nachfolgenden klimatischen, orographischen und anthropogenen Einflussfaktoren analysiert und modelliert werden:

- Analyse des rezenten Klimas
 - Analyse der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsverteilung
 - Charakterisierung der Niederschlagsvariabilität
 - Analyse von Starkniederschlagsereignissen und intraannuellen Trockenphasen
 - Berechnung der aktuellen und potentiellen Verdunstung
- Morphometrische Reliefanalyse
 - Morphometrische und hydro-topologische Modellierung
 - Ableiten pedologischer Eigenschaften
- Hydrologische Modellierung
 - Aktuelle Wasserhaushalts- und Abflussmodellierung
 - Modellierung von Landnutzungs-Szenarien
- Auswertung von Boden- und Sedimentaufschlüssen
 - Stratigraphische Auswertung
 - Geochemische Auswertung
 - Zeitliche Gliederung

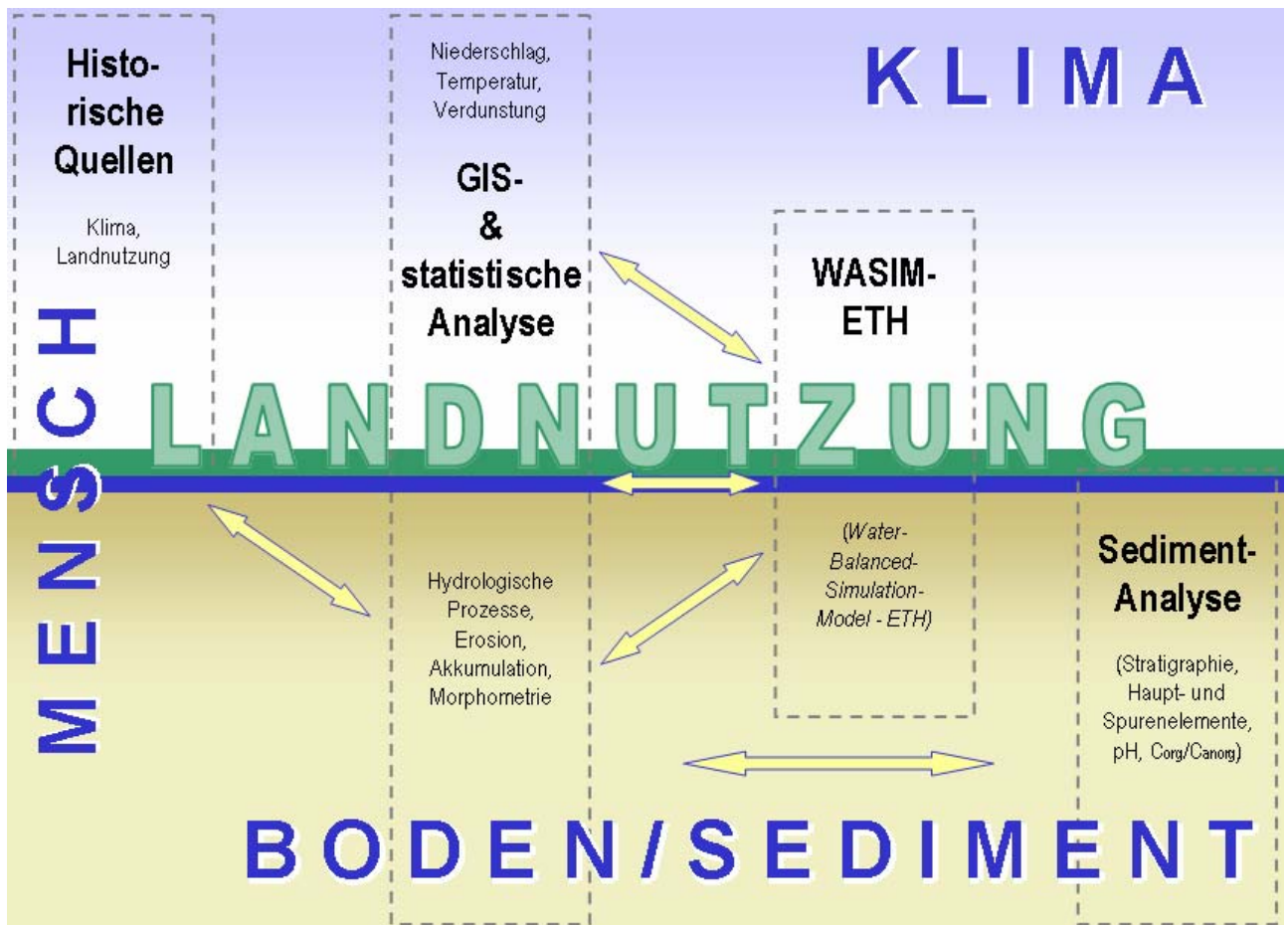


Abbildung 1 Komponenten und Werkzeuge für die Charakterisierung und Modellierung der Landschaftsentwicklung

Die Auswertung und Analyse der jeweiligen Daten erfolgt methodenspezifisch (vgl. Abbildung 1) und unabhängig von anderen Zwischenergebnissen. Nach der vollständigen Auswertung werden die Ergebnisse zueinander in Beziehung gesetzt und es sollen folgende Fragen diskutiert werden:

- Welchen Einfluss hat das Klima im Untersuchungsgebiet auf die Landschaftsentwicklung?
 - Welche Voraussetzungen müssen für morphologisch wirksame Niederschlagsereignisse gegeben sein bzw. welche Schwellwerte müssen überschritten werden?
 - Wie häufig und wie lange treten Trockenphasen im Untersuchungsgebiet auf?
 - Haben sich in den letzten 50 Jahren Veränderungen hinsichtlich Niederschlagsmenge und –variabilität ergeben?
 - Wie gut lassen sich Niederschlag, Verdunstung und Temperatur in diesem semi-ariden Untersuchungsgebiet räumlich und zeitlich charakterisieren?
- Können morphometrische Parameter für die Beschreibung von Erosions- und Akkumulationsprozessen verwendet werden?
- Lässt sich der Oberflächen- und Gebietsabfluss in einem semi-ariden Untersuchungsgebiet in räumlicher und zeitlicher Hinsicht durch ein hydrologisches Modell differenzieren und beschreiben?

- Können holozäne Klimaschwankungen mittels einer stratigraphischen und geochemischen Analyse der zur Verfügung stehenden fluvialen Sedimente rekonstruiert werden?
 - Sind Aussagen zu prähistorischer und historischer Landnutzungsintensität mittels der zur Verfügung stehenden fluvialen Sedimente möglich?
 - Können klimatische und anthropogene Einflüsse auf die Morphodynamik aus den stratigraphischen und geochemischen Auswertungen der fluvialen Sedimente und der Bodenprofile differenziert werden?
- Wie gut lässt sich die subrezente bzw. holozäne Landschaftsentwicklung mit den vorliegenden Daten rekonstruieren und welche Einschränkungen müssen gegebenenfalls gemacht werden?

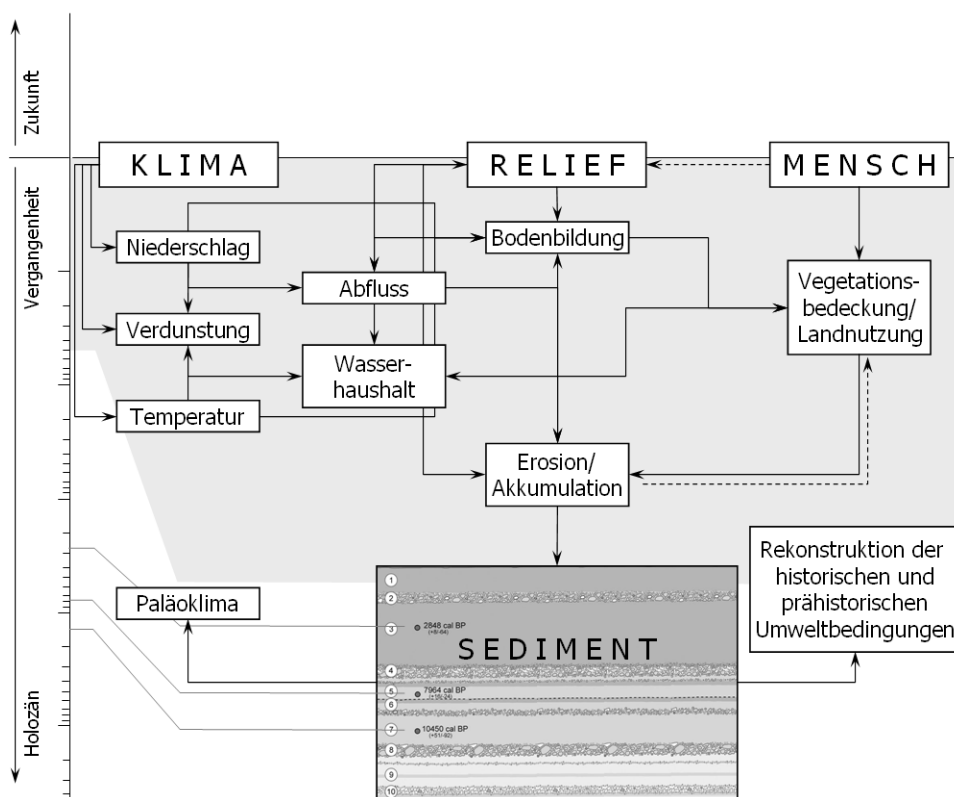


Abbildung 2 Vereinfachtes, schematisiertes Landschaftsentwicklungsmodell

Diese Fragen sollen durch die Beschreibung, Charakterisierung und Analyse sowie einer anschließenden Kombination der steuernden Faktoren und Prozesse und deren interdependenten Wirkungsgefüge beantwortet werden. Dafür soll ein schematisiertes Landschaftsentwicklungsmodell generiert werden, das aufgrund der räumlichen, zeitlichen und prozessualen Komplexität nur als vereinfachtes Abbild verstanden werden darf (vgl. Abbildung 2). Die drei wichtigsten steuernden Primärfaktoren Klima, Relief und Mensch werden unter Einbeziehung von diversen Untergliederungen als Motor der zeitlich differenzierten Prozesse angesehen, die ihrerseits durch Erosion und Akkumulation ein Umweltarchiv geschaffen haben, das für die Rekonstruktion "Früher Umwelten" herangezogen werden kann.

1.3 Grundlagen und Stand der Forschung

Im Folgenden werden Publikationen, die sowohl thematisch als auch regional für diese Arbeit von Interesse sind vorgestellt. Aufgrund des breiten Spektrums und der Anzahl an Veröffentlichungen, kann jedoch nur ein Ausschnitt der zur Verfügung stehenden wissenschaftlichen Arbeiten berücksichtigt werden. Weitere Ausführungen finden sich im Kapitel 2. Die Abschnitte werden für einen besseren Überblick thematisch gegliedert.

Die Arbeiten zu den geologischen Formationen, der stratigraphischen Differenzierung sowie im Kontext der Untersuchungen zur Reliefentwicklung und zum geomorphologischen Formenschatz in Spanien reichen bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Eine der ersten physisch geographisch ausgerichteten Arbeiten wurde von FISCHER (1894) vorgelegt, der in einem Aufsatz den "Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel" beschreibt. Nachfolgend sind die Arbeiten von DANTIN CERECEDA (1948), FISHER & BOWEN-JONES (1958, 1969), LAUTENSACH (1964) und SCHULTEN (1974) zu nennen, die erste umfassende physisch geographische respektive landeskundliche Abhandlungen vorlegten. Die Arbeit von LAUTENSACH (1964) stellt bis heute ein klassisches landeskundliches Standardwerk für Spanien im deutschsprachigen Raum dar.

Grundlegende, stark geologisch ausgerichtete Arbeiten stammen von FALLOT (1922, 1945), SCHMIDT (1930, 1937) und PAQUET (1969), die sich vornehmlich mit dem murcianischen Subbeticum beschäftigten. Die Erzlagerstätten von Cartagena, die spätestens seit den Römern bekannt sind, werden in einer Abhandlung von PILZ bereits 1908 ausführlich beschrieben. Daran anknüpfend gibt FRIEDRICH (1964) einen Überblick zu den lagerstättekundlichen Untersuchungen in Südost-Spanien, wobei er auf die damals noch unterschiedlichen Auffassungen zum geologischtektonischen Bau der *Betischen Kordillere* eingeht (FRIEDRICH 1964, S. 11). In diesem Zusammenhang sind ebenfalls die Arbeiten von STAUB (1934) zu sehen, der sich früh mit dem geologischen Deckenaufbau der *Betischen Kordilliere* beschäftigte, und entgegen der Auffassung seiner spanischen Kollegen, dieses als Faltengebirge, bestehend aus autochtonen Massiven und Überschiebungsdecken verstand. Wichtige Arbeiten und Erläuterungen zur Geologie Spaniens beziehungsweise zur *Betischen Kordillere* aus jüngerer Zeit sind u.a., FISHER & BOWEN-JONES (1969), GEA PÉREZ (1986), GEEL (1973), GOELZ (1978), LAUTENSACH (1969), NAVARRO HERVAS (1991), ROMERO DIAZ ET AL. (1992), SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER (1994), WAGNER (2001) und WICHE (1961).

Im Gegensatz zu den umfangreichen geologisch ausgerichteten Arbeiten, die sich vornehmlich mit der Lagerstättenkunde beschäftigten, haben klimageschichtliche und prozess-geomorphologisch ausgerichtete Fragestellungen lange eine untergeordnete Rolle gespielt. Nach CLOTET & GALLART (1986 S. 205), existieren nur wenige prozess-geomorphologische Arbeiten in Spanien – das Hauptaugenmerk der wenigen Wissenschaftler wird nach Ihrer Ansicht auf pleistozäne Geomorphologie und Sedimentologie beziehungsweise deren Kartierung gelegt. Auch die holozäne Landschaftsgeschichte wurde zunächst nur wenig berücksichtigt (VITA-FINZI 1969), und rückte erst in jüngster Vergangenheit, mit den anhaltenden Diskussionen über Klimawandel und Desertifikation, zunehmend in den Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses. Die Untersuchung und Einschätzung von Transport- und Akkumulationsprozessen in Zentralspanien im Quartär stehen im Vordergrund der Arbeiten von BROSCHE (1977), BRUNNACKER (1974, 1979) und ROHDENBURG (1970, 1977),

die während der 70er Jahre veröffentlicht wurden. ROHDENBURG (1970, 1977) und ROHDENBURG & SABELBERG (1969, 1972, 1973) ebenso wie SKOWRONEK (1978) versuchten, die klimatischen Verhältnisse im Quartär und ihre Schwankungen mit Hilfe pedogenetischer Methoden zu rekonstruieren. Neben den klassisch-morphogenetischen respektive stratigraphischen Arbeiten (PONS & REILLE 1988, PÉREZ-OBÍOL & JULIA 1994) wird die Bedeutung des Menschen als geomorphologischer Faktor verstärkt betont (FAUST 1995, 1997; MAY ET AL. 1992). Nur wenige Arbeitsansätze beschäftigen sich mit der unmittelbaren Beziehung zwischen Landnutzungswandel (MARGARIS ET AL. 1996), insbesondere im 20. Jahrhundert, und der aktuellen Prozessdynamik (MAY 1988; DRESCHER 1993, 1995; RIES 1995, 2000; RIES & MARZOLFF 1997).

Die Untersuchung von quartären Klimaschwankungen erfolgte überwiegend durch fluviale (vgl. VITA-FINZI 1969) sowie marine (vgl. SCHULZ 1993;) Terrassenstratigraphie. Innerhalb dieses Themenkomplexes entstanden die wissenschaftlichen Abhandlungen zur Pediment- und Glacisgenese (vgl. MENSCHING 1954, 1964; VAN ZUIDAM 1976), deren Beschreibung und Definition sowie deren Einordnung in das System der klimatischen Geomorphologie im deutschsprachigen Raum maßgeblich durch MENSCHING (1954, 1958, 1964, 1968, 1970, 1973) geprägt und teilweise sehr kontrovers diskutiert wurde (vgl. WEISE 1970 & 1974; BÜDEL 1971; TRICART ET AL. 1972; WERNER 1972; WENZENS 1974 & 1978; HAGEDORN 1988; BESLER 1992; AHNERT 1996; u.a.). Nach der vorherrschenden Meinung werden Pedimente als (Fels-) Fußflächen am Rande von Gebirgserhebungen, älteren Schollen oder Gesteinstafeln verstanden, in deren Reliefssockel sie sich flächenhaft ausgebildet haben und die am konkaven Fußknick von einem Gebirgsrückland abdachen (MEYNEN 1985). Diese Fußflächen liegen im Übergangsbereich zwischen Erosion und Akkumulation (BESLER 1992, S. 128). Der lithologische Aufbau - ohne Berücksichtigung der überlagernden allochthonen Schutt-, Schotter- oder feineren Sedimentüberdeckungen - besteht vorwiegend aus morphologisch weitgehend homogenem und allgemein resistentem Gesteinsmaterial, das häufig auch die angrenzende, weit gehobene Reliefeinheit bildet. Die Pedimentbildung, die auch Pedimentierung oder Pediplanation genannt wird, betrifft demnach die Fußflächenbildung im Randgebiet des Hochreliefs selbst, während die Glacisgenese sich im Vorlandsedimentgestein mit geringer Verfestigung abspielt (MENSCHING 1973, S. 137f, vgl. Abbildung 3).

Unter Glacis werden große Verebnungen mit deutlicher Neigung ($<12^\circ$) in wenig widerständigem Gestein oder Verwitterungsmaterial angesehen (MEYNEN 1985). Nach MENSCHING (1973, S. 138) setzen sich Glacis aus Akkumulations-, Umlagerungs- und Abtragungsteilflächen zusammen und müssen von den morphogenetisch verwandten Schwemmfächer unterschieden werden. Die französische Literatur hingegen unterscheidet Glacis nicht von Schwemmfächern, sondern nach der morphologischen Form, da Schwemmfächer zu Glacis zusammenwachsen können (BESLER 1992, S. 128). Generell stellen Pedimente und Glacis klimageomorphologische Formen dar, die sich unter verschiedenen Klimabedingungen entwickeln können, allerdings ihre heutige Form der Morphodynamik unter semi-ariden bis ariden Bedingungen verdanken (MENSCHING 1973, S. 134; vgl. STÄBLEIN 1973, S. 178).

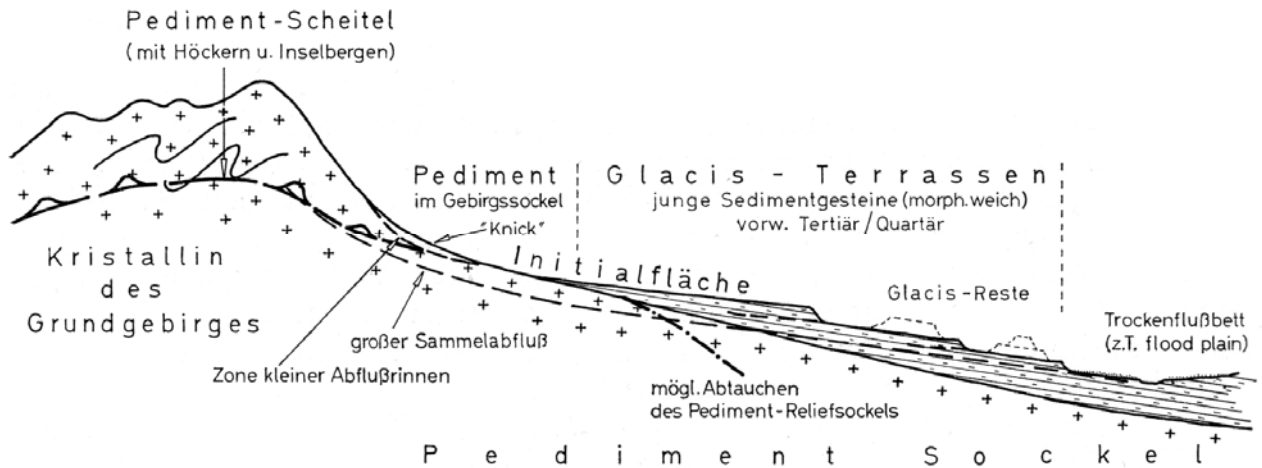


Abbildung 3 Pediment und Glacis (Modell) unter semi-aridem Klima und periodisch-episodischem Abflusssystem; (aus MENSCHING 1973, S. 138, Figur 1)

Weitere geomorphologisch und pedologisch ausgerichtete Arbeiten in Südost-Spanien stammen von BRUNNACKER (1974 & 1979) sowie BRUNNACKER & LOŽEK (1969), die sich mit der Verbreitung von Paläoböden sowie mediterranen Lößvorkommen im Jungquartär beschäftigten. Morphologische Formen als Zeugnis holozäner Landschaftsentwicklung wurden von FAUST (1995, 1997) sowohl in der *Campiña* (Niederandalusien, Spanien), als auch bei *Calasparra* (Provinz Murcia) untersucht. Dabei werden, neben der Analyse der Böden und deren Verbreitung, der rezente Formenschatz sowie ausgewählte Erosionsmerkmale als Indikatoren einer holozänen Landschaftsgeschichte interpretiert, die nach FAUST (1995, S. 154) in vornehmlich anthropogen bedingte, morphodynamische Aktivitätsphasen gegliedert werden können, die "teilweise schwach klimatisch unterstützt wurden". Andere Autoren (ROHDENBURG 1970; ROHDENBURG & SABELBERG 1972, 1973; LANG 1994; FUHRMANN 1999) weisen hingegen insbesondere für das Frühholozän auf einen dominierenden klimatischen Einfluss hin, der sich sowohl bei der Vegetationsentwicklung als auch bei den morphodynamischen Aktivitäts- bzw. Stabilitätszeiten widerspiegelt. Nach ROHDENBURG & SABELBERG (1973, S. 75f) ist das Holozän als stratigraphischer Abschnitt zu verstehen, der unter natürlichen Bedingungen überwiegend durch morphodynamische Stabilität mit intensiver Bodenbildung gekennzeichnet war, da die Niederschlagsverteilung, selbst in den trockenen Gebieten Spaniens, eine an Holzpflanzen reiche Vegetationsgesellschaft mit ausreichendem Bodenschutz begünstigte. Innerhalb möglicher subrezenter Phasen mit verstärkter Abtragung, die rein klimatisch oder durch Überlagerung klimatischer und anthropogener Einflüsse bedingt waren, wurde die postpleistozäne Bodendecke zum Teil erheblich geschädigt. Erst durch die anthropogen bedingte Vegetationszerstörung durch Viehhaltung und Ackerbau, wurde das Solum des holozänen Bodens weitgehend oder vollständig abgetragen und vermittelt dadurch den Eindruck einer ausgeprägten morphodynamischen Aktivitätsphase (vgl. ROHDENBURG & SABELBERG 1973, S. 75f). Der klassische Pluvialbegriff muss nach ROHDENBURG (1970, S. 81) aufgegeben werden, da insbesondere in Trockengebieten eine vorzeitig gesteigerte (oft aber nur andersartige) Wasserwirkung zusammengefasst worden ist, ohne zwischen einer Verbesserung des Bodenwasserhaushaltes einerseits und einer Steigerung der Morphodynamik, durch wesentlich verstärkten Oberflächenabfluss, andererseits zu unterscheiden.

Auf der Basis geochemischer und mineralogischer Untersuchungen von Playasedimenten in Nord- und Zentralspanien, wurden von SCHÜTT (1998a, 1998b, 2000) und SCHÜTT & BAUMHAUER (1996, 1999) die vorzeitlichen Umweltbedingungen respektive das holozäne Klima rekonstruiert. Ergebnisse der Untersuchungen von Sedimenten im zentralen Ebrobecken haben gezeigt, dass sich die Umweltbedingungen während des Holozäns von eher feuchten zu den rezent eher trockenen Klimabedingungen gewandelt haben und subrezent von einer semihumiden Phase unterbrochen wurden (SCHÜTT &

BAUMHAUER 1996, S. 33 & 41). Die Rekonstruktion der holozänen Umweltbedingungen in Zentralspanien auf der Grundlage sedimentologischer Untersuchungen in endorheischen Becken ist in SCHÜTT (2004a, 2004b) dargestellt. Diese Aussagen decken sich mit den Ergebnissen von FONT TULLOT (1988), der die klimatischen Charakteristika einzelner holozäner Phasen ausführlich beschreibt. Danach werden für das Boreal und Subboreal extremere Temperaturschwankungen und unregelmäßige Niederschlagsverteilungen sowie ein verminderter Einfluss zyklonaler Niederschläge angenommen (vgl. KUHN ET AL. 1997, S. 123). Während des Atlantikum wurde es zunehmend wärmer und trockener, jedoch wuchs der Einfluss atlantischer Tiefdruckgebiete, welche ausgedehnte Waldgesellschaften in heute semi-ariden Arealen geschaffen haben.

THIEMANN (2001) untersuchte am Beispiel der Talweite des *Rio Luchena* (Einzugsgebiet des *Rio Guadalentín*) die jungquartäre Landschaftsentwicklung auf der Basis von fluvialen Sedimenten spätpleistozänen und holozänen Alters. Die Untersuchungen ergaben ein komplexes, stratigraphisches Bild der Flussterrassen, deren räumliche Ausprägung in einen zeitlichen Kontext gestellt wurde. Demnach erfolgte nach der Akkumulation von karbonatischen Flachwassersedimenten die Ausbildung eines Glacis aus silifizierten Konglomeraten, welcher anschließend von einem *Braided River System* zertalt wurde. Zwischen 11 – 10ka BP wurden die erodierten Bereiche der Flachwassersedimente fast vollständig verfüllt und in mehreren folgenden, klimatisch bedingten Erosionsphasen erneut eingeschnitten (THIEMANN 2001, S. 95).

Nach KAISER (1969, S. 11) lassen bestimmte biologische, lithogenetische und geomorphologische Klimazeugen eine paläoklimatische Rekonstruktion (u.a. Temperatur, Niederschlag) zu. Unter den nichtbiologischen Faktoren spielen marine, glaziäre, periglaziäre, äolische, limnische, aber auch fluviale Ablagerungen und Formen zur Erklärung des wechselnden Klimageschehens eine wichtige Rolle (vgl. KAISER 1969, S. 11). Mittels dieser Indikatoren dürfte die maximal-eiszeitliche Temperaturabsenkung für den südeuropäischen Raum höchstens 5 bis 9 °C betragen haben, mit vereinzelt-

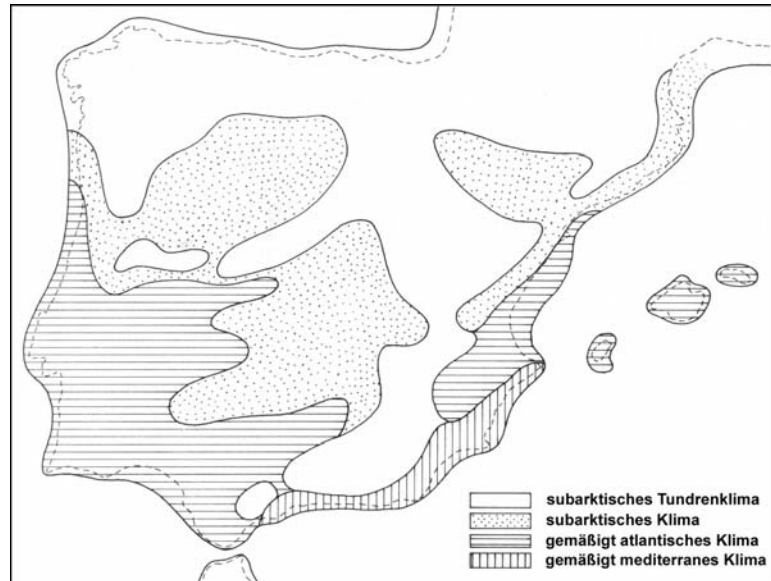


Abbildung 4 Klimaregionen auf der Iberischen Halbinsel während des letzten Hochglazials (verändert nach FONT TULLOT 1988, S. 41)

ten Hochgebirgsvergletscherungen (*Pyrenäen* und *Sierra Nevada*) und größtenteils eisfreien Arealen auf der Iberischen Halbinsel, die infolge der Verschiebung der atmosphärischen Zirkulation höhere Niederschläge als heute und subarktische bis gemäßigte Steppen- und Tundravegetation aufgewiesen haben (vgl. KAISER 1969, S. 11; FONT TULLOT 1988, S. 40ff; LANG 1994, S. 123ff). Im Spätglazial gingen die Gebirgsvergletscherungen rasch zurück und es erfolgte aufgrund der Temperaturzunahme eine Ausbreitung der *Artemisia*-Steppen nach Norden, die mit vereinzelt *Pinus* und thermophilen sommergrünen und immergrünen *Quercus*-Arten bestanden waren (PONS & REILLE 1988, S. 245f; LANG 1994, S.123f). Da nach der Ansicht von LANG (1994, S. 124) grundlegende vegetationsgeschichtliche Übersichten für Spanien fehlen, müssen in diesem Kontext auf die vorgelegten pollenanalytischen Untersuchungen von PONS & REILLE (1988) sowie auf die vorangegangenen Arbeiten von FLORSCHÜTZ & AMOR (1962), FLORSCHÜTZ ET AL. (1971) und PONS (1980) verwiesen werden. Die pollenanalytischen Untersuchungen der jungpleistozän – holozänen Ablagerungen aus Padul (Granada) von PONS & REILLE (1988) markieren eine der detailliertesten palynologischen und klimageschichtlichen Auswertungen des Spätglazials und des Holozäns in Süd-Spanien. Eine weitere Arbeit stammt von JULIÁ ET AL. (1994), die auf der Basis der Analysen von lakustrinen Sedimenten postulieren, dass "drastische Trockenphasen während des Holozäns" stattgefunden haben und eine Unterscheidung in natürlich klimatische und anthropogene Veränderungen nur schwer möglich ist (JULIÁ ET AL. 1994, S. 81ff).

Die nachfolgende Abbildung ermöglicht einen generellen Überblick über die zeitliche und regional differenzierte archäologische Gliederung des Spätglazials und Holozäns und fasst unter Einbeziehung verschiedener Autoren (ROHDENBURG & SABELBERG 1973; MAGNY 1982; BUCH 1988; FONT TULLOT 1988; PONS & REILLE 1988; MAY ET AL. 1992; LANG 1994; WAGNER 1995; FAUST & DIAZ DEL OLMO 1997; REED ET AL. 2001; Schütt 2004a, 2005) die klimatische und floristische Entwicklung schematisch zusammen.

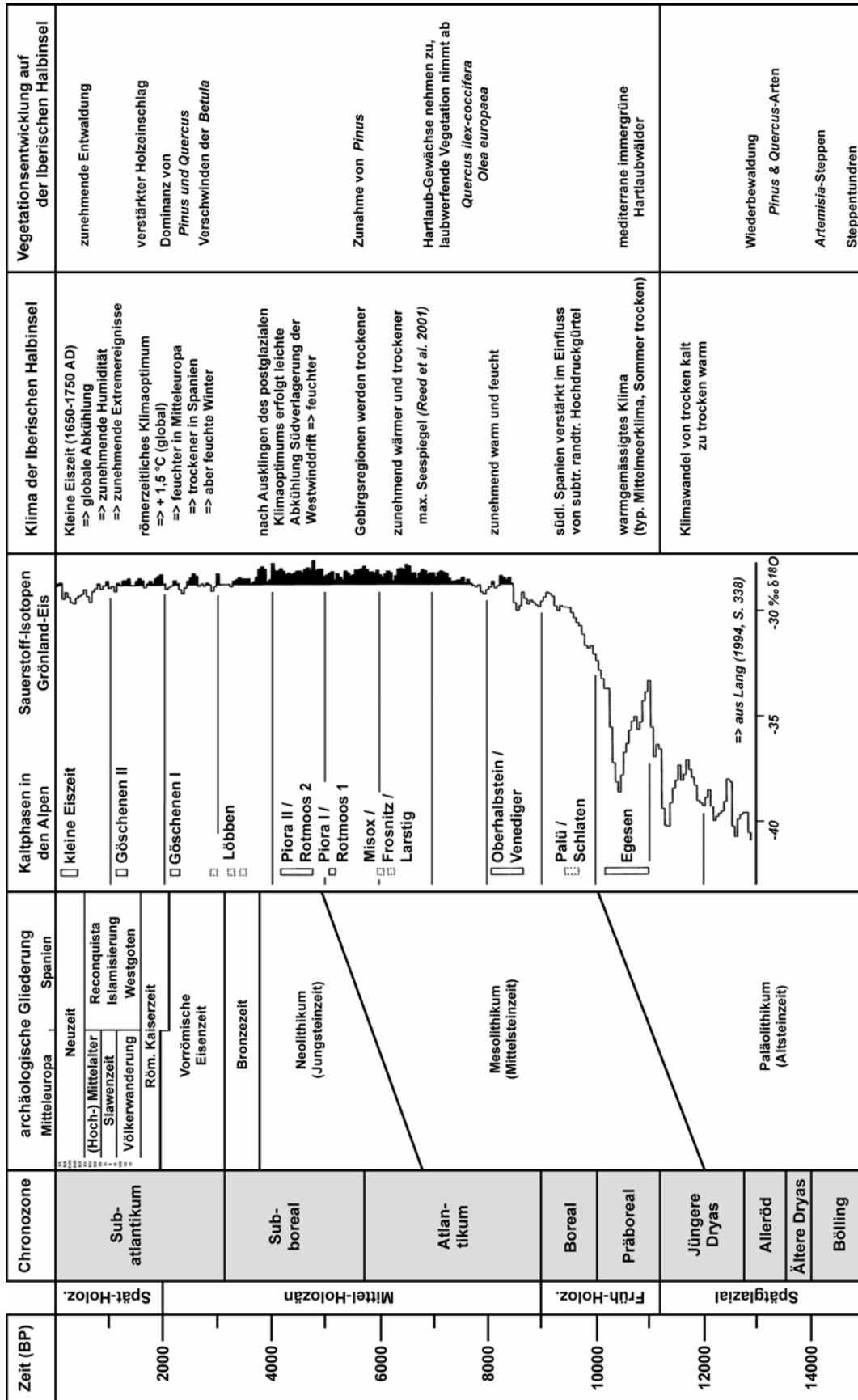


Abbildung 5 Zeitliche, archäologische, klimatische und floristische Gliederung des Spätglazials und des Holozäns (eigene Zusammenstellung nach verschiedenen Autoren: ROHDENBURG & SABELBERG 1973; MAGNY 1982; Buch 1988; FONT TULLOT 1988; PONS & REILLE 1988; MAY ET AL. 1992; LANG 1994; WAGNER 1995; FAUST & DIAZ DEL OLMO 1997; REED ET AL. 2001)

Abbildung 5 zeigt die zeitliche, archäologische, klimatische und floristische Gliederung des Spätglazials und des Holozäns. Die archäologische Gliederung charakterisiert schematisch die Unterschiede zwischen Mitteleuropa und der Iberischen Halbinsel. Die weitreichenden paläoklimatischen Veränderungen werden durch die Gegenüberstellung der holozänen Gletscherstandsschwankungen in den Alpen, der Sauerstoff-Isotopenkurve aus dem grönländischen Inlandeis (aus LANG 1994, S. 338) sowie einer deskriptiven Auflistung entscheidender klimatischer Änderungen für die Iberische Halbinsel verdeutlicht. Ein langer Zeitabschnitt, vermutlich mit dem gesamten letzten Hochglazial gleichzusetzen, zeigt keine klimatische Verbesserung. Die Veränderungen im Pollendiagramm von *Padul* in der Provinz Granada in der Zeit vor 15 ka BP können nur durch ausgedehnte Steppenvegetationen erklärt werden. Die klimatischen Verbesserungen um 13 ka BP sind in Südspanien deutlich stärker als sonst in Europa ausgeprägt, wohingegen die Veränderungen um 10 ka BP schwächer ausfallen (PONS & REILLE 1988). Der Temperaturanstieg wurde während der jüngeren Dryas um 12 ka BP und im ausgehenden Präboreal um 11 ka BP von einem starken Temperaturrückgang unterbrochen, bevor zu Beginn des Boreals eine stetige Klimaverbesserung erfolgte (PÉREZ-OBÍOL & JULIA 1994, S. 91). Die wärmste und feuchteste Phase, und damit das klimatische Optimum des Holozäns wird nach PONS & REILLE (1988, S. 243), aufgrund der Wiederbesiedlung von *Quercus suber* kurz vor 8 ka BP datiert.

Des Weiteren wird in der Abbildung 5 die Vegetationsentwicklung beschrieben, die nach verschiedenen Autoren seit 6 ka BP, jedoch spätestens seit dem Beginn des Subatlantikums einer teils intensiven anthropogenen Beeinflussung unterliegt (VERNET 1990; BADAL GARCIA ET AL. 1994, LANG 1994; TERRAL & ARNOLD-SIMARD 1996; TERRAL & MENGÜAL 1999). Die Spuren menschlicher Siedlungstätigkeit mit Ackerbau reichen bis ins frühe Holozän zurück. Die starke Entwaldung unter menschlicher Einwirkung während der letzten Jahrtausende ist deutlich ausgeprägt (LANG 1994). Das Subatlantikum beginnt mit der vorrömischen Eisenzeit, die als Beginn des römischen Klimaoptimums angesehen werden kann. Die Iberische Halbinsel wird in dieser Zeit durch trocken-heiße Sommer und gemäßigt kalte, im Vergleich zu heute eher feuchten Winter geprägt. Nach FONT TULLOT (1998, S. 53) hängt dies möglicherweise mit einer Zunahme zyklonaler Frontensysteme zusammen, die verstärkt bis in die Zentralräume der Iberischen Halbinsel vorgedrungen sind.

Nach dem römischen Klimaoptimum beginnt das Mittelalter mit abwechselnden Dürre- und Feuchtejahren und weist ab etwa 1 ka BP eine Tendenz zu niedrigeren Temperaturen und extremeren Niederschlägen auf (KUHN ET AL. 1997, S. 123). Nach FONT TULLOT (1988, S. 56) kann dies auf die regelmäßige Bildung von stabilen Hochdruckwetterlagen mit Kaltlufteinbrüchen aus Nordosten zurückgeführt werden. Bis zum Ende des Mittelalters bleibt dieses Klima insbesondere für die kontinentalen Landesbereiche weitgehend erhalten. Ab dem 13. Jahrhundert setzt eine Tendenz der Erwärmung ein, die in Spanien durch zunehmende zyklonale Einflüsse, und daraus resultierend, durch eine Häufung von Starkniederschlagsereignissen und Überschwemmungen deutlich wird. Es folgt ein Zeitraum mit gemäßigten Temperaturen und beständigen Winterniederschlägen. Ausgedehnte Trockenphasen werden seltener und sind nur noch lokal ausgeprägt (KUHN ET AL. 1997, S. 123). Der Zeitraum zwischen 1400 und 1850 wird durch niedrige Temperaturen und humiden Klimaverhältnissen charakterisiert, was u.a. von SERRE-BACHET & GUIOT (1987) mit Hilfe dendrochronologischer Untersuchungen für den nordwestlichen Mittelmeerraum nachgewiesen werden

konnte. Ihre Aussagen basieren auf der Variabilität der Jahresringbreite von Baumscheiben, die für diesen Zeitraum auf kühlere Sommer und unregelmäßig feuchte Niederschlagsverhältnisse hindeuten. Methodisch vergleichbare Untersuchungen stammen von TERRAL & ARNOLD-SIMARD (1996) sowie TERRAL & MENGÜAL (1999), die in Südfrankreich und Ostspanien mittels quantitativen anatomischen Analysen an Olivenbäumen eine Aridisierungstendenz seit dem frühen Neolithikum nachgewiesen haben. Anhand von historisch-klimatologischer und statistischer Methoden wurden von RODRIGO ET AL. (1999, 2000) die Niederschlagsvariabilitäten der vergangenen 500 Jahre untersucht. Die Resultate zeigen eine Differenzierung in feuchte und trockene Phasen (1501-1589 trocken, 1590-1649 feucht, 1650-1775 trocken, 1776-1937 feucht, 1938-1997 trocken), die möglicherweise in engem Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) zu sehen sind (ESTEBAN-PARRA ET AL. 1998, S. 1557; RODRIGO ET AL. 2000, S. 721ff). Seit 1960 kann eine generelle Abnahme der Niederschläge in Spanien beobachtet werden (RODRIGO ET AL. 1999, S. 1233), die nach PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 66) im südlichen mediterranen Gürtel etwas höher ist als in den nördlichen mediterranen Bereichen.

Die räumliche und zeitliche Variabilität der Anzahl der Niederschlagsereignisse, wie auch der Niederschlagssummen, ist in semi-ariden Klimaten deutlich ausgeprägter als im humiden Mitteleuropa. Die inter- und intraannuellen Niederschlagschwankungen sind sehr hoch (CAMMERAAT 1996, S. 89) und erreichen nach MAY (1988, S. 22ff) und GEIGER (1970, S. 18ff) relative Variabilitätswerte bis 40 %. Langanhaltende Trockenperioden, insbesondere in den Sommermonaten, sind ein Charakteristikum des mediterranen Klimatypus (PILGRIM ET AL. 1988, S. 382), die durch ein winterliches bimodales Regenmaximum (BREUER & WEBER 1997, S. 10; RIES & MARZOLFF 2003, S. 318) mit intensiven und komplex strukturierte Regenfälle (ALONSO-SARRIA & LOPEZ-BERMUDEZ 1994, S. 262) abgelöst werden. Besonders im Herbst und im Frühjahr können extreme Starkniederschlagsereignisse auftreten (CONACHER & SALA 1998), die eine ausgeprägte Morphodynamik und eine hohe geomorphologische Wirksamkeit aufweisen können.

Bereits vor mehr als 40 Jahren führten KURON & STEINMETZ (1958) und DAKSHINAMURTI & BISWAS (1962) eine heute weitverbreitete Starkniederschlagsdefinition ein, die durch Niederschlagsintensitäten ($>0.2\text{mm}/\text{min}$ beziehungsweise $12\text{mm}/\text{h}$) charakterisiert wird und besonders im Hinblick auf Abfluss- und Erosionsprozesse interessant erscheint (SEUFFERT ET AL. 1988, S. 27). Untersuchungen unter Verwendung von zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsmessungen, wurden für Südost-Spanien zu diesem Thema u.a. von ALONSO-SARRIA & LÓPEZ-BERMÚDEZ (1994) und BULL ET AL. (1999) durchgeführt. Eine grundlegende, aktuelle Arbeit zum Einfluss von Gewitterniederschlägen auf den Abfluss in ephemeren Gerinnen im hydrologischen Einzugsgebiet des *Rio Guadalentín* stammt von BULL ET AL. (1999). Darin wurde der Einfluss von komplex strukturierten Starkniederschlagsereignissen auf das Abflussgeschehen und die Erosionsprozesse von zwei geologisch differierenden hydrologischen Kleineinzugsgebieten (*Rambla de Nogalte* => Schiefer; *Rambla de Torrealvilla* => Mergel) in der Nähe von *Lorca* untersucht. Dabei zeigte sich, dass insbesondere die kleinräumige zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschlagsintensitäten sowie der geologische Untergrund entscheidenden Einfluss auf das Abflussgeschehen in diesem semi-ariden Naturraum haben. Vergleichbar sind die Arbeiten von LÓPEZ-BERMÚDEZ ET AL. (1992) und ALONSO-SARRIA & LÓPEZ-BERMÚDEZ (1994), die für drei hochauflösende Niederschlagsmessstellen (Messintervall von einer Minute), im

Bereich von *Murcia (Südost-Spanien)* die zeitliche und räumliche Variabilität während kurzandauernden Gewitterschauern untersuchten. Sie postulieren als Resultat ihrer Analysen, dass die wichtigste Steuergröße bei Erosionsprozessen durch fließendes Wasser die Intensität und die kinetische Energie des Niederschlags ist, die durch Tagesniederschlagssummen nur unzureichend beschrieben werden kann. In semi-ariden, mediterranen Klimaten, die meist durch kurzandauernde, intensive Niederschlagsereignisse charakterisiert werden, ist es nach DE WIT (2001, S. 20) fraglich, ob die maximalen Tagesniederschlagssummen einerseits genau genug gemessen und andererseits als repräsentativ angesehen werden können. Neben der hohen Variabilität der Tagesniederschlagssummen und der zeitlichen Abfolge, ist die räumliche Differenziertheit besonders in semi-ariden Regionen sehr stark ausgeprägt (GONZÁLEZ-HIDALGO ET AL. 2001, S. 843). Demnach sind hohe Abflussspenden am Auslass eines hydrologischen Einzugsgebietes häufig auf ein regional beschränktes, partielles Starkniederschlagsereignis zurückzuführen (DE WIT 2001, S. 20). Daraus resultiert die Forderung, räumliche Niederschlagsvariabilitäten bei der hydrologischen Analyse und Modellierung zu berücksichtigen (BUTCHER & THORNES 1978; PILGRIM ET AL. 1988; WOOD ET AL. 1988; Singh 1997; DE WIT 2001).

Für hydrologische Langzeitstudien werden hingegen häufig die maximalen Tagesniederschlagssummen und deren Intensitäten zur Charakterisierung des oberflächennahen Abflusses verwandt (AHNERT 1987, DE PLOEY ET AL. 1991, DE JONG 1994). Diese Vorgehensweise basiert vor allem auf der Tatsache, dass aufgrund des standardisierten Messintervalls oder der Datendistribution, Klimadaten für die vergangenen Jahrzehnte und für ländliche Gebiete meist als Tages- oder Monatswerte zur Verfügung stehen. Einen ausführlichen Überblick über die möglichen Bezugsquellen von Klimadaten in Spanien sowie deren zeitlichen Auflösung und Verfügbarkeit, geben GARCIA DE PEDRAZA & REIJA GARRIDO (1994, S. 29), CUADRAT PRATS ET AL. (2002), das *Instituto Nacional de Meteorología* (INM-Link 2003) sowie die *Confederación Hidrográfica del Segura* (CHS-Link 2003) für das hydrologische Einzugsgebiet des *Rio Segura/Rio Guadalentin*.

Zur Charakterisierung von geomorphologisch wirksamen Niederschlagsereignissen wurde von AHNERT (1982) am Beispiel des Inselberggebietes von *Machakos* in Kenia, die Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes entwickelt. Diese statistische Auswertungsmethode (vgl. AHNERT 1986, S. 1 & AHNERT 1996, S. 68ff), die einfache Aussagen über die Häufigkeit und Wiederkehrzeit von unterschiedlichen Niederschlagsereignissen erlaubt, stellt eine Möglichkeit dar, morphoklimatisch relevante Ereignisse quantitativ einzuteilen. Die Berechnung erfolgt mittels diskreter, auf einheitlich kurze Zeitabschnitte (häufig Tagesniederschlagssummen) bezogene Niederschlagswerte eines definierten Zeitintervalls. Die Größenfrequenzanalyse nach AHNERT wird in vielen Studien, auch in Trockengebieten, angewandt (u.a. NAVARRO HERVAS 1991; DE PLOEY ET AL. 1991; HILL & SCHÜTT 1997; THIEMANN 2001).

BEGUERÍA PORTUGUÉS (2002) hat zur Abschätzung von Wiederkehrzeiten, von hydrologisch und klimatologisch relevanten Starkniederschlagsereignissen, verschiedene parametrisierte Methoden am Beispiel von 12 Stationen in den Pyrenäen getestet. Dabei weist er auf die besondere Gefährdung durch Extremereignissen für die Natur und den Menschen hin. Eine weitere Möglichkeit der Niederschlag-Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, wurde vom DEUTSCHEN VER-

BAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E.V. (DVWK 1985) vorgeschlagen. Dabei wird ein Hauptaugenmerk auf die Datenerfassung, -prüfung, -korrektur und -aufbereitung gelegt, die insbesondere für humide Gebiete entwickelt wurde und durch eine angepasste statistische Auswertung insbesondere in Deutschland Anwendung findet.

Die punktuelle Niederschlagsmessung ist heutzutage in vielen Ländern standardisiert und zeigt meist nur geringe Fehler. Für die Regionalisierung von diesen punktuell gemessenen Daten existieren dagegen keine einheitlichen Interpolationsverfahren (WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION 1993), da eine Vielzahl von Faktoren beeinflussend wirken, wie z.B. die Orographie, das lokale Windfeld, die Anströmungsrichtung der Luftmassen, u.a. (BRAUN & SAURER 1999, S. 50). Für das semi-aride Untersuchungsgebiet des *Rio Guadalentín* beschreibt COX (1995) räumliche Interpolationsverfahren auf der Basis von Tagesniederschlagssummen der *Confederación Hidrográfica del Segura* (CHS).

Verschiedene Autoren (DOMS 1993; GOSSMANN ET AL. 1993; DIAZ 1994; KLEIN 1994; BRAUN & SAURER 1999; KUNZ & KOTTMEIER 2002) untersuchten den Zusammenhang zwischen der räumlichen Verteilung des Niederschlags und den beeinflussenden Komponenten wie Luftströmung und Relief. Der daraus resultierende Regionalisierungsansatz der Niederschlagsdaten erfolgte mit unterschiedlichen Modellen. BRAUN & SAURER (1999) berechneten auf der Grundlage von Stationswerten des Niederschlags und meteorologischer

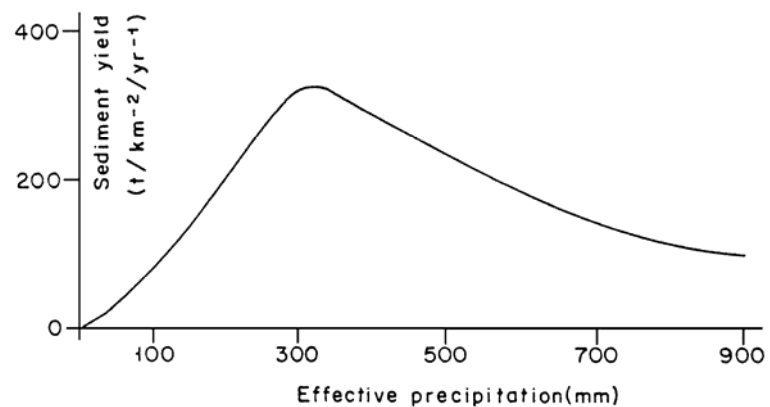


Abbildung 6 Verhältnis zwischen dem Sedimentertrag und der effektiven Jahresniederschlagssumme (verändert nach LANGBEIN & SCHUMM 1958, in INBAR 1992, S. 395)

Größen, die aus mesoskaligen Strömungsmodellen (REWIMET => Regionalwindmodell einschließlich Transport) gewonnen wurden, den Gebietsniederschlag mit dem Regionalisierungsmodell FREIM, um des Weiteren auf der Grundlage statistischer und GIS-basierter Verfahren flächendeckende Datensätze von punktuell erhobenen geökologischen Daten ableiten zu können (GOSSMANN ET AL. 1993, S. 399ff). Ebenfalls mit Hilfe digitaler Geländeinformation entwickelte KLEIN (1994) ein geökologisches Modell (RegioMod) am Beispiel des Oberrheingebietes, zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten. Auf der Basis dieser räumlichen Differenzierung können so detaillierte Wasserhaushaltsberechnungen durchgeführt werden (KLEIN 1994, S. 75). Der Einfluss der Orographie auf Starkniederschlagsereignisse steht im Mittelpunkt der Untersuchungen von KUNZ & KOTTMEIER (2002), die neben dem Relief auch atmosphärische Parameter beschreiben (z.B. Froude-Zahl), um Gebiete mit einem erhöhten Gefährdungspotenzial identifizieren zu können.

Der Einfluss der Niederschlagsintensität und -quantität auf die Bodenerosion, ist Thema zahlreicher Untersuchungen (u.a. LANGBEIN & SCHUMM 1958; LÓPEZ-BERMÚDEZ 1979, THORNES 1985, 1990, 1995; SEUFFERT ET AL. 1988, 1992, 1999; INBAR 1992; SEUFFERT 1992, 1993). Die Beziehung zwischen dem mittleren jährlichen Bodenabtrag und dem effektiven Niederschlag - definiert durch die Niederschlagsmenge, die für einen bestimmten Oberflächenabfluss benötigt wird - wurde erstmals von LANGBEIN & SCHUMM (1958) entwickelt (vgl. INBAR 1992, S. 394). Ihrer Ansicht nach, wird die maximale Erosionsrate für Jahresniederschlagssummen zwischen 250 und 350 mm erreicht, was in Bezug auf den Jahresniederschlag für viele mediterrane Gebiete zutrifft (vgl. Abbildung 6). Verschiedene Autoren (CORBEL 1959, YOUNG 1969, WILSON 1973, WALLING & KLEO 1979, WALLING & WEBB 1983, THORNES 1985, WALLING 1986, YAIR & ENZEL 1987, DIECKMANN ET AL. 1989, INBAR 1992) kritisieren in verschiedener Hinsicht die generalisierte Kurve von LANGBEIN & SCHUMM (1958). WILSON (1973) führte eine vergleichende globale Studie durch, in der er 1500 Gebiete miteinander in Beziehung setzte und als Resultat eine parabolische Kurve mit maximalen Sedimenterträgen zwischen 1250 und 1650 mm Jahresniederschlag präsentierte. Unter Verwendung von Daten aus dem Westen der USA, postulierte WILSON (1973), dass Gebiete mit mediterranem Klima keine signifikante Abhängigkeit zwischen Sedimentertrag und Jahrsniederschlagssummen zeigen. Ebenso stellten WALLING & KLEO (1979) die LANGBEIN & SCHUMM-Verteilung in Frage, da von Ihnen weltweit ausgewertete Daten nur geringe Abhängigkeiten zwischen Sedimentertrag und Jahresniederschlägen zeigten. Für einzelne Gebiete wurden positive Trends beschrieben (WALLING & WEBB 1983, WALLING 1986), die eine Zunahme der Sedimentbeträge durch steigende Jahresniederschlagssummen erklärt. YAIR & ENZEL (1987) diskutieren die Gültigkeit einer positiven Beziehung zwischen Sedimentertrag und Niederschlag für semiaride Gebiete mit Jahresniederschlagssummen unter 200 mm. Die Bedeutung von weiteren Einflussfaktoren, wie dem Relief, der Vegetation und dem Bedeckungsgrad werden in Arbeiten von CORBEL (1959) und YOUNG (1969) betont. Demnach erreichen Erosionsraten in steilem Gelände, unabhängig von der Niederschlagsmenge die zwei- bis dreifache Menge.

Eine grundlegende Arbeit zum Thema "Bodenerosion durch Wasser" stammt von ELLISON (1944). Darauf aufbauend entwickelten MOORE & THORNES (1976) ein Fortran-IV-Programm (LEAP - *Land Erosion-Analyse-Program*), zur Berechnung der räumlichen Verteilung von Hanglänge, Hangneigung und Lateralkrümmung die für eine Abschätzung der potentiellen Erosionsgefährdung verwendet werden kann. Zur Bestimmung der potentiellen Erosionsgefährdung sowie einer quantitativen Beurteilung, wurde von WISCHMEIER & SMITH (1978) die *Universal Soil Loss Equation* entwickelt und vorgestellt. Diese Gleichung beschreibt das komplexe Gefüge klimatologischer, pedologischer, geomorphologischer und anthropogener Einflussfaktoren als Produkt einer multiplen Regression sowie empirischer Faktoren. Der resultierende, durchschnittliche jährliche Bodenabtrag (in t/ha * a) setzt sich aus Indizes und Faktoren zusammen, die an standardisierten Messplots ermittelt wurden. Der Hanglängenfaktor in der USLE wurde anhand einer umfangreichen Datenbasis ausschließlich empirisch ermittelt. Dabei wurde u.a. vorausgesetzt, dass sich die Hangneigung innerhalb des Messplots nicht verändert, was zu Problemen bei der Anwendung der Gleichung für unterschiedliche Transportmechanismen führt (MOORE & BURCH 1986, S. 1294). Deshalb schlagen MOORE & BURCH (1986, S. 1298) vor, den Hanglängenfaktor in der USLE Berechnung durch die "*Unit Stream Power Theory*" zu ersetzen.

Eine generelle Beziehung zwischen der Vegetationsbedeckung und der Intensität und Ausprägung von Erosionsprozessen wurde von CARSON & KIRKBY (1972, S. 212) sowie von ELLWELL & STOCKING (1974) beschrieben. Die Bedeutung der Vegetation als dominierender Faktor für die Charakterisierung der Erosionsraten, wurde in verschiedenen Artikeln ebenfalls von THORNES (1985, 1990, 1995) betont, in denen er das ausschließlich klimatologisch basierte Konzept von LANGBEIN & SCHUMM (1958) für mediterrane Klimate ablehnt. Vergleichbar sind ebenfalls die Studien von DIECKMANN ET AL. (1981, 1985, 1989), in denen die Vegetation als Steuerfaktor der Erosion bezeichnet wird. Allerdings wird auf die Bedeutung weiterer Faktoren wie dem Klima respektive Niederschlag, der Lithologie, dem Relief und dem Bodenwasserhaushalt hingewiesen, welche in den Untersuchungen mitberücksichtigt wurden. PILGRIM ET AL. (1988) weisen auf die vielschichtigen Einflussfaktoren bei der Niederschlags-Abflussmodellierung in ariden und semi-ariden Regionen hin, und betonen die intraannuellen Schwankungen bei der Vegetationsdichte sowie den bedeutenden Einfluss der Bodeneigenschaften im Hinblick auf den oberflächennahen Abfluss.

Basierend auf diesen Erkenntnissen, wird die aktuelle Morphodynamik in neueren Untersuchungen, häufig unter Verwendung von Fernerkundungsdaten (satelliten- und flugzeuggestützte Systeme), durch die Detektion der zeitlich variablen Vegetationsbedeckung beziehungsweise der Bodenparameter abgeleitet (UNEP 1992, S. 22-25; GONZÁLEZ SÁNCHEZ & CALVO HERRERO 1994, S. 116; BOLLE 1996, ESCADAFAL 1996, S. 203ff; S. 47f.; HILL ET AL. 1996, S. 36; HILL & SCHÜTT 1997, S. 185ff; BOER 1999, S. 179ff; HILL 2001, S. 248; RIES 2002, S. 28ff). Dabei wird häufig eine Vegetationsbedeckung von 30-40 % als Schwellenwert angenommen, oberhalb dessen die Bodenerosion vernachlässigbar gering wird und eine weitere Erhöhung in der prozentualen Vegetationsbedeckung keine nennenswerte Erosionsverminderung bewirkt (RIES 2002, S. 26). Auf der Basis von Landsat TM Daten und Bodenproben, wurde von HILL & SCHÜTT (1997, S. 185ff) der organische Kohlenstoffgehalte des Oberbodens modelliert, um das komplexe Gefüge von Erosions- und Stabilitätsbereichen in mediterranen Trockengebieten besser unterscheiden zu können. Des Weiteren differenzierte JÜRGENS (2000, S. 65) kleinräumige Substratwechsel anhand von Luftbildern.

Im Rahmen der Diskussion um den anthropogenen Einfluss auf den Landschaftshaushalt, kommen der Beschreibung und Quantifizierung der zeitlichen und räumlichen Veränderungen des Wasserhaushaltes eines Raumes eine wachsende Bedeutung zu. Aus diesem Grund werden in den vergangenen Jahrzehnten zunehmend hydrologische Modelle für die Charakterisierung der natürlichen und anthropogenen Einflussfaktoren eingesetzt (POST 2002, S. 4). Ursprünglich wurden hydrologische Modelle zur Bestimmung von Bemessungsereignissen für den Hochwasserschutz oder für die Dimensionierung von Speicheranlagen verwandt (SCHULLA 1997, S. 2). Eine Weiterentwicklung zu komplexen hydrologischen Modellen erfolgte hinsichtlich der Erfassung von Klima- und Landnutzungsveränderungen sowie der Wasserqualität und dem Transport von Sedimenten und Schadstoffen (SCHULLA 1997, S. 2). Hydrologische Modelle können nach SINGH (1995, S. 1649f) in konzeptionelle und physikalisch basierte Modelle unterschieden werden. Eine weitere Untergliederung erfolgt durch die Parametrisierung in flächendetaillierten (*distributed*) oder auf einheitlichen Flächen (*lumped*) basierenden Ansätzen (vgl. POST 2002, S. 4). Die ersten hydrologischen Modelle bezogen sich auf einheitliche Bezugsflächen (*lumped-models*) und wurden Ende der 60er und Anfang der 70er Jahre vorgestellt (STANFORD IV-Modell, CRAWFORD & LINSLEY 1966; HYMO, WILLIAMS

& HANN 1972). Daran anschliessend wurde das Einzugsgebietsmodell EGMO (BECKER 1975), das hydrologische Modell HBV (BERGSTRÖM 1976), das Flussgebietsmodell FGMOD (LUDWIG 1979), die Wasserhaushaltsmodelle AKWA (GOLF & LUCKNER 1981), AKWA-M (MÜNCH 1993), das BROOKS-Modell (FEDERER & NASH 1983) sowie die Niederschlags-Abfluss-Modelle NASIM (OSTROWSKI 1982) und PRMS (LEAVESLEY 1983) entwickelt, die als "*semi-distributed*" bezeichnet werden. Die genannten Modelle weisen einen konzeptionellen Charakter auf, bei denen die wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen wie Verdunstung, Interzeption oder Infiltration durch physikalisch begründete Prozessbetrachtungen, und die Bodenwasserbewegung durch vereinfachte Abläufe beschrieben werden (POST 2002, S. 4). Jedes dieser Modelle wurde für unterschiedliche Einsatzbereiche entwickelt und ist damit nicht für jede Fragestellung geeignet (SCHULLA 1997, S. 2).

Die jüngsten Modellentwicklungen verwenden weitestgehend physikalisch begründete Ansätze, bei denen die Beschreibung der gesättigten und ungesättigten Bodenwasserbewegungen sowie des Oberflächenabflusses im Vordergrund stehen. Vertreter dieser physikalisch begründeten Modelle sind das IIHR-Modell (JAIN 1982), das SHE-Modell (Système Hydrologique Européen, ABBOT ET AL 1986), das IHDM-Modell (Institute of Hydrology Distributed Model, KUCHMENT ET AL. 1996) sowie das WASIM-ETH-Modell nach der Richards-Gleichung (SCHULLA 1997, SCHULLA & JASPER 2001). Die Problematik der physikalisch basierten Modellen ist im hohen räumlichen und zeitlichen Datenbedarf begründet. Deshalb haben verschiedene Modelle statistische Methoden zur Erfassung von Heterogenitäten implementiert, wie das Einzugsgebietsmodell EGMO (BECKER 1975) oder der TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN & KIRKBY (1979) und BEVEN ET AL. (1984). Der TOPMODEL-Ansatz nutzt eine lineare Verteilungsfunktion zur Bestimmung von ober- und unterirdischem Abfluss über variable Sättigungsflächen in Abhängigkeit des Reliefs und der hydraulischen Leitfähigkeit. Einen Überblick über die unterschiedlichen hydrologischen Modelle sowie deren Einsatzmöglichkeiten geben TODINI (1988), BEVEN & KIRKBY (1979), BEVEN ET AL. (1984), JENSEN & MANTAGLOU (1991), SINGH (1995), SCHULLA (1997), Beven (2001) und POST (2002) sowie JUÁREZ (1991) für die Kopplung von Niederschlag-Abflußmodellen mit Erosionsmodellen (JUÁREZ 1991, S. 14ff).

Für die hydrologische Modellierung werden unterschiedliche topographische Analysen benötigt, die auf der Basis eines digitalen Geländemodells und unter Verwendung einer hydrologischen Reliefanalyse des Einzugsgebietes erfolgen. Die Verfahren sind bei ZEVENBERG & THORNE (1987), JENSON & DOMINGUE (1988), BAND (1986, 1989), MOORE ET AL. (1991), TARBOTON ET AL. (1991), u.a. beschrieben. Der erste Schritt bei einer Flussnetzmodellierung ist die Anwendung des PEUCKER & DOUGLAS (1975) Algorithmus zur Identifizierung von konkaven und konvexen hangaufwärtsgerichteten Arealen zur Bestimmung von Tiefenlinien und Rücken (BAND 1986). Diese Methode wurde von MARK (1983) sowie O'CALLAGHAN & MARK (1984) mit einem weiteren Ansatz verbessert, der die flussaufwärtsgerichteten Akkumulationsgebiete sukzessiv den tiefergelegenen Rasterzellen zuordnet und anhand der sogenannten Fließakkumulation (*flowaccumulation*) ein Abflussnetz ableitet. TARBOTON ET AL. (1991) zeigen hinsichtlich der Generierung von hydrologisch relevanten Abflussbahnen aus digitalen Geländemodellen, Möglichkeiten zur automatischen Detektion auf. Die Qualität der Information, die aus automatisch generierten DGM abgeleitet werden kann ist eine Funktion der horizontalen und vertikalen Auflösung und Genauigkeit (JENSON 1991, S. 44). BORK & ROHDENBURG (1986) entwickelten ein "Digitales Relief-Modell" zur Abschätzung und Darstellung der

komplexen morphometrischen Parameter. Grundlegende Arbeiten zur digitalen Reliefanalyse sind in PEUCKER & DOUGLAS (1975), O'CALLAGHAN & MARK (1984), BAND (1986), 1989), DOUGLAS (1986), JENSON & DOMINGUE (1988), KLINGEBIEL ET AL. (1988), JENSON (1991), MOORE ET AL. (1991), TARBOTON ET AL. (1991), DIKAU & SAURER (1999), u.a. zu finden.

Anhand von morphometrischen und hydrologischen Analysen sind Aussagen zur Landschaftsentwicklung und Landdegradation möglich. Nach HOFRICHTER (2002, S. 233) sind in Spanien 74.9 % der rund 105 Mio. km² landwirtschaftlicher Nutzfläche (Trockenfeldbau) mäßig bis stark degradiert, mehr als die Hälfte dieser Fläche (54 Mio. km²) gelten als mäßig degradiert. Die Einteilung erfolgte nach der prozentuellen Minderung der Ernteerträge in: leicht => 10 %; mäßig => 10 bis 25 %, stark => 25 bis 50 % (HOFRICHTER 2002, S. 233). Die anthropogene Wirtschaftsweise wird von einer Vielzahl von Autoren als der dominierende Faktor bei Erosionsprozessen in mediterranen Regionen angesehen (u.a. ASCHMANN 1973; NAVEH & DAN 1973; BAKE 1981; LE HOUÉROU 1981; BRUECKNER 1986; INBAR 1992; LASANTA ET AL. 2000; RIES 2002).

2 Naturräumliche und historische Gliederung des Untersuchungsgebietes

2.1 Lage des Untersuchungsraumes

Das hydrologische Einzugsgebiet des *Rio Guadalentín* am Pegelpunkt von Lorca (UTM 30N, R615155/H4171350) liegt zwischen 37° 33' und 38° 00' nördlicher Breite sowie 1° 37' und 2° 24' westlicher Länge im Südosten der Iberische Halbinsel und definiert die räumliche Ausdehnung des Untersuchungsgebietes. Die Gesamtfläche beträgt 1830 km², die sich auf Gebiete im Norden der Provinz *Almería* und im Südwesten der Provinz *Murcia* verteilt und sich über 50.6 km in nord-südlicher und 69.4km in ost-westlicher Richtung erstreckt. Die Orographie im Untersuchungsgebiet ist vielschichtig und reicht vom tiefsten Punkt am Pegel in *Lorca* (335 m ü. NN), über die flachwelligen Beckenstrukturen im Osten (400 bis 800 m ü. NN) und der montanen Region im Nordwesten (800 bis 1500 m ü. NN) bis zu den im Winter schneebedeckten Gebirgsregionen der *Sierra de María* (1200 bis 2045 m ü. NN). Die Höhendifferenzen können selbst auf kürzester Distanz bis über 1000 m betragen (z.B. *Rambla de Chirivel* 945m ü. NN, *Sierra de María* 2045 m ü. NN, horizontale Distanz 6.4 km). Der *Rio Guadalentín* ist ein Tributär des *Rio Segura*. Dieser mündet bei *Guardamar* ins Mittelmeer und wird aufgrund der schwankenden Wasserführung als der "unregelmäßig-

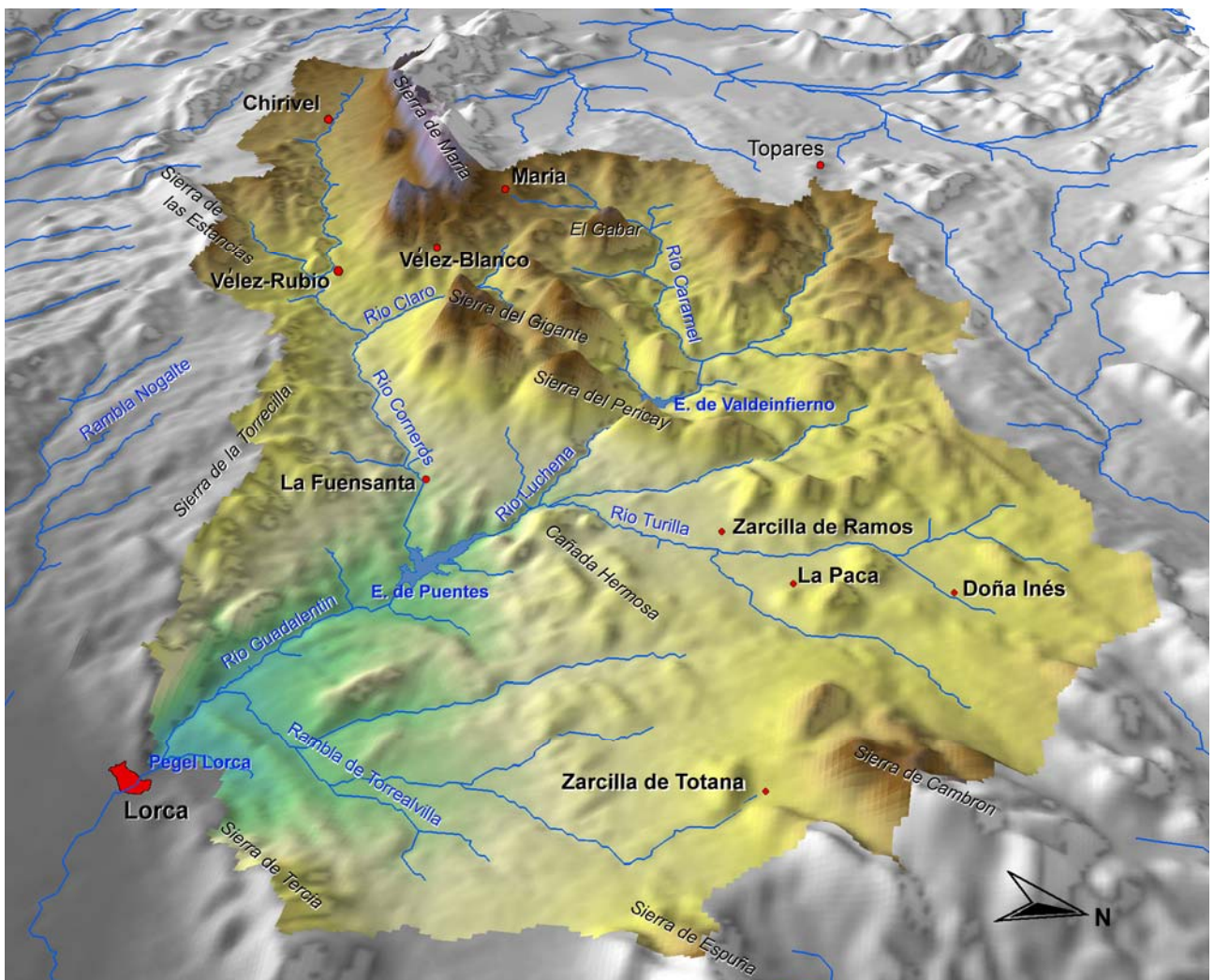


Abbildung 7

3D-Übersicht (Blickrichtung aus 80° Ost) des Untersuchungsgebietes, definiert als das hydrologische Einzugsgebiet des *Rio Guadalentín* am Pegel von *Lorca*, eigene Darstellung; DHM des CSIC in *Almería* (vgl. Kapitel 3.2.1)

ste" Fluss Europas bezeichnet (HERNÁNDEZ FRANCO ET AL. 1989, S. 436). Der natürliche Abfluss des *Rio Guadalentín* wird durch zwei Staudämme unterbrochen, die bereits Ende des 18. Jahrhunderts als Sedimentrückhaltebecken (*Embalse de Valdeinfierno*) beziehungsweise als Wasserrückhaltebecken (*Embalse de Puentes*) gebaut wurden (vgl. SCHÜTT 2001, S. 26). Das am östlichen Rand der *Betischen Kordillere* gelegene Untersuchungsgebiet erfährt seine landschaftliche Prägung durch die aus Karbonatgesteinen aufgebauten Gebirgszüge der *Sierra de María*, *Sierra del Gigante*, *Sierra del Pericay* und dem *El Gabar* (SCHÜTT 2001, S. 13). Südlich der Hauptverwerfungszone (vgl. Karte 1) bei *Vélez-Rubio* verändert sich das geomorphologische Erscheinungsbild aufgrund der dort anstehenden paläozoischen Phyllite, die die hügelige Landschaft zwischen *Chirivel* und *Lorca* charakterisieren. Die ausgedehnten Beckenstrukturen im Osten des Untersuchungsgebietes werden vorwiegend durch postorogene, tertiäre und quartäre Sedimente geprägt. Das hügelige Landschaftsbild dieser Region öffnet sich bei der Stadt *Lorca* in ein weites Tal, das im spanischen *Val del Guadalentín* genannt wird (BOER 1999, S. 116). Die *Sierra de Tercia* im Südosten sowie die *Sierra de Espuña* und *Sierra de Cambron* im Osten begrenzen den in geologischer, geomorphologischer und klimatischer Hinsicht heterogenen Untersuchungsraum.

2.2 Geologische und geomorphologische Gliederung

Die Geologie des westlichen Mittelmeerraumes wird durch seine Lage in der tertiären euroasiatisch-afrikanischen Bruchzone und dem alpidischen Falteingürtel geprägt. Plattentektonische Prozesse im Tertiär führten zur Hebung und Senkung von räumlich eng benachbarten Gebieten mit daran gekoppelter Gebirgsbildung und Entstehung tiefmariner Becken (WAGNER 2001, S. 213). Die alpidischen Falteingebirge der Iberischen Halbinsel (*Betische Kordilliere* und *Pyrenäen*, vgl. Übersichtskarte auf Karte 1) werden von variszischen Massiven wie dem *Maurischen Massiv (Provence) – Korsika – Sardinien* im Osten, dem *Französischen Zentralmassiv* im Norden sowie der *Iberischen Meseta*, dem *Kastillischen Scheidegebirge* und dem *Kantabrischen Gebirge* im Westen eingerahmt. Die westlichen Mediterrangebiete wurden im späten Paläozoikum von der variszischen Orogenese erfasst und sind heute durch das Auftreten von Plutoniten und regionalmetamorphen Gesteinen geprägt (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994, S. 200). Die Ausdünnung der kontinentalen Kruste und die Entstehung ozeanischer Kruste in der westlichen Tethys im späten Mesozoikum schufen wichtige Randbedingungen für den Ablauf der alpidischen Orogenese in den nordafrikanischen und iberischen Einheiten, die in der späten Unterkreide einsetzte (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994, S. 200). In der Oberkreide öffnete sich die Biscaya durch Rotation der Iberischen Halbinsel und führte u.a. zum Einsetzen der Orogenese in den Pyrenäen.

Die alpidische Gebirgsbildung begann kreidezeitlich, hielt bis ins Jungtertiär an und umfasst in Westeuropa die *Pyrenäen*, das *Iberische Randgebirge*, die *Betische Kordilliere* (*span. Cordilleras Béticas*) mit der darin eingeschlossenen *Sierra Nevada* (FISHER & BOWEN-JONES 1969, S. 27), die *maghrebinischen Ketten* als auch die *Alpen* (WAGNER 2001, S. 213). Der Untersuchungsraum liegt innerhalb der *Betischen Kordilliere*, die über eine Länge von 600 km parallel zur spanischen Küste verläuft und eine Breite von 100 km bis 150 km erreicht (vgl. Karte 1; Abbildung 8; LAUTENSACH

1969, S. 123; SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994, S. 202). Das WSW-ENE orientierte Streichen der *Betischen Kordilliere* prägen die Hauptstruktur des Entwässerungsnetzes (BOER 1999, S. 116).

Die Terminologie in Bezug auf den stratigraphischen und tektonischen Aufbau variiert teilweise erheblich (vgl. GEEL 1973, LAUTENSACH 1969, NAVARRO HERVAS 1991, ROMERO DIAZ ET AL. 1992, SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994). Vergleichbar mit den *Alpen* und den *Pyrenäen*, lässt sich eine

Externzone von einer Internzone, dem sogenannten "Betikum" abtrennen (GOELZ 1978, S. 5). Nördlich der Betischen Kordilliere schließt sich das jungtertiäre *Guadalquivir* Molasse-Becken (Betische Vortiefe) an, das sich gegen das Vorland der Meseta heraushebt (LAUTENSACH 1964 & 1969 (Tafel 43b), vgl. Abbildung 8).

Zur Externzone zählen das am weitesten nördlich liegende autochtone Präbetikum und das südlich daran anschließende parautochtone Subbetikum (GOELZ 1978, S. 5; SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994, S. 203). Deformationen im Zuge der alpidischen Orogenese führten zur Ausbildung von nord-nordwest gerichteten Falten und Überschiebungen (GONZÁLEZ-LODEIRO ET AL. 1996, S. 350). Das Präbetikum kann in einen Innen- und Außengürtel gegliedert werden (GEA PÉREZ 1986, S. 89; WICHE 1961, S. 126) und kommt ausschließlich nördlich des Untersuchungsgebietes vor. Das Subbetikum wiederum gliedert sich in drei tektonische Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden als intermediäre (*Zona Intermedia*), subbetische (*Subbético*) und penibetische Zone (*Penibético*) bezeichnet werden (MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA – 952-Vélez-Blanco, 1976). Durch die Überschiebungen innerhalb des Subbetikums kommen im Bereich der Sierra María jurassische Kalke auf kretazischen Mergeln und Tonsteinen zu liegen (vgl. Karte 1).

Die tertiären Sedimente der Intermediären Zone des Subbetikums, die parallel zur Hauptverwerfungslinie entlang der *Rambla de Chirivel* und des *Rio Corneros* (*Chirivel - Embalse de Puentes*) auftreten, bestehen vornehmlich aus Mergeln, Sandsteinen, grünlichen Tonen und Konglomeraten und vermitteln faziell zwischen dem Sub- und Präbetikum (AZEMA 1965 und FOUCAULT 1966). Die subbetischen Zone des Subbetikums erstreckt sich vor allem auf einen rund 10 bis 20 km breiten Streifen im nördlichen Untersuchungsgebiet in der Region um *Doña Inés*, und wird aus eisenreichen und ammonitführenden Mergeln, teilweise mit Glaukonitanteilen, Dolomit und Evaporiten (Gips) aus dem Mesozoikum und mergeligen Kalksteinen aus dem Tertiär aufgebaut (vgl. Karte 1). Die Decken der Penibetischen Zone des Subbetikums führen triassische Dolomite, jurassische Mikrite, Nodulosenkalke, rötliche Mergel, Tonsteine und Radiolarite sowie kretazische grünliche Mergel und mergelige Kalke mit Olisthostromen.

Die Interne Zone (*Betikum*) besteht aus drei tektonischen Einheiten, die aus einem paläozoischen Basement und einer mesozoischen Hülle aufgebaut sind (GONZÁLEZ-CASADO ET AL. 1995, S. 176).

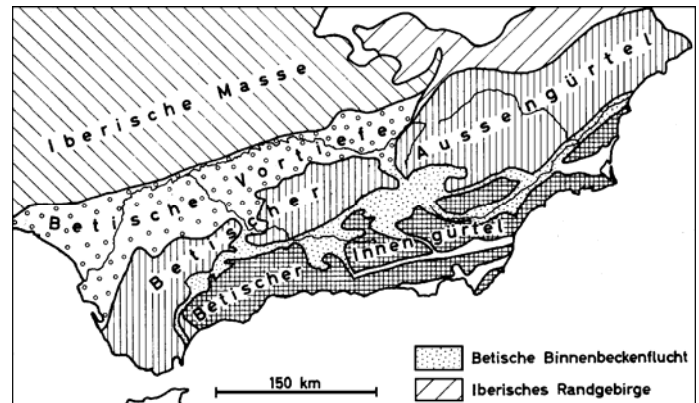
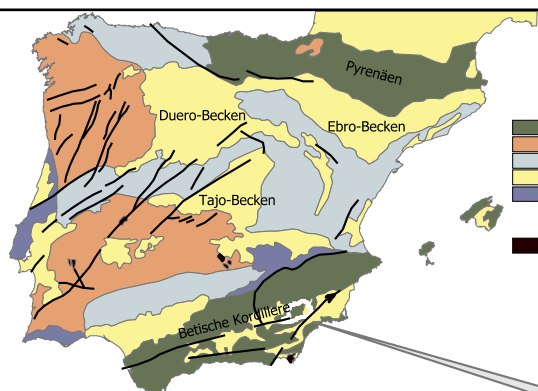


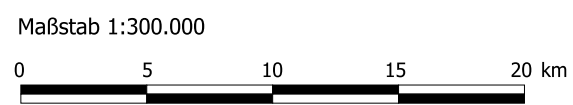
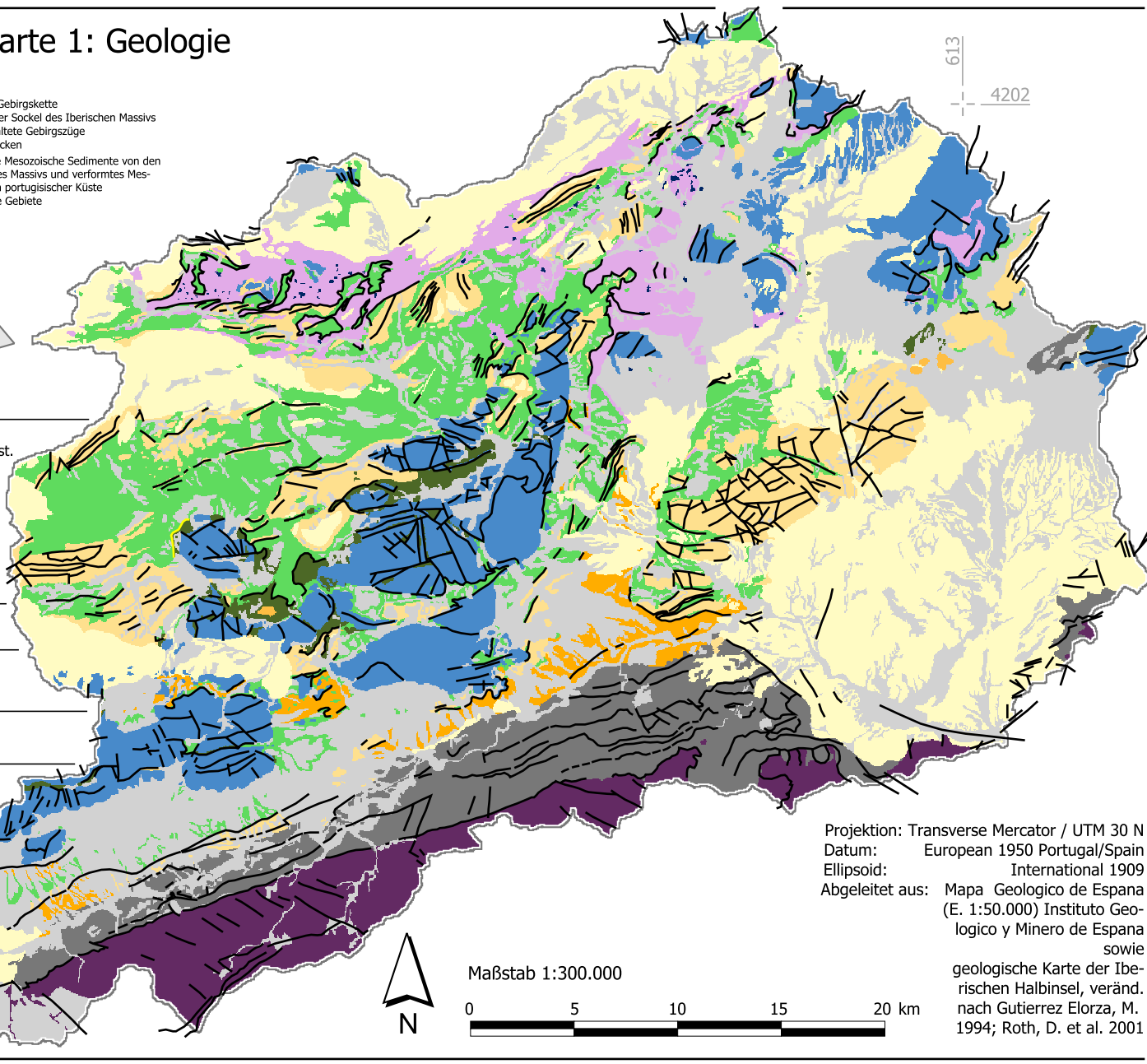
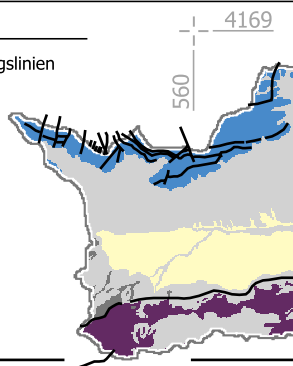
Abbildung 8 Strukturelle Gliederung der Betischen Kordilliere (aus LAUTENSACH 1969, Tafel 43b, nach SOLÉ verändert)

Karte 1: Geologie



- alpidische Gebirgskette
- Herzynischer Sockel des Iberischen Massivs
- innere gefaltete Gebirgszüge
- Tertiäre Becken
- ungefaltete Mesozoische Sedimente von den Rändern des Massivs und verformtes Mesozoikum an portugiesischer Küste
- vulkanische Gebiete

- | | |
|--------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| Postorogene Sedimente | |
| Quartär | Alluvial, Glacis, Pediment |
| Tertiär | Mergel, Kalkstein, Konglomerat, Sandstein |
| Subbetische Einheiten | |
| Tertiär | Kalkstein mit Foraminiferen, Mergel mit Glaukonit, Feuerst. |
| Kreide | grüne & eisenreiche Mergel, merg. Kalkstein, Feuerst. |
| Trias | bunte Mergel, Gips und Dolomit |
| Pennibetische Einheiten | |
| Tertiär | Kalkstein und Mergel |
| Kreide | grünlicher Mergel, Tonstein, Radiolarit |
| Trias/Jura | Dolomit, mikritischer Kalk, Nodulosenkalk, rötl. Mergel |
| Intermediäre Zone | |
| Tertiär | Mergel, Sandstein, grünlicher Ton, Konglomerat |
| Malaguiden-Komplex | |
| ungegliedert | Grauwacken, Konglomerat, Schiefer, Diabas, Sand- Kalkstein, Mergel |
| Alpujarriden-Komplex | |
| ungegliedert | granathaltiger Phyllit, Kalkstein und Dolomit |
| ungegliedert | Diabas |
| Verwerfungslinien | |



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Mapa Geologico de Espana (E. 1:50.000) Instituto Geologico y Minero de Espana sowie geologische Karte der Iberischen Halbinsel, veränd. nach Gutierrez Elorza, M. 1994; Roth, D. et al. 2001

Die tektonischen Komplexe werden vom Liegenden ins Hangende als Nevado-Filabriden, Alpujarriden und Malaguiden bezeichnet (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994, S. 202; GONZÁLEZ-LO-DEIRO ET AL. 1996, S. 350). Die tektonisch tiefste Einheit bilden die Nevado-Filabriden (EGELER 1974), die aus paläozoischen Metamorphiten und einer mesozoischen, niedrigmetamorphen Abfolge aus Vulkaniten, Schiefer und Marmor besteht. Der Alpujarridenkomplex wird durch hochmetamorphe Gneise, Migmatite und Schiefer gekennzeichnet, die von permotriassischer, niedrig metamorphen Materialien überlagert werden (GONZÁLEZ-LODEIRO ET AL. 1996, S. 350). Im Malaguidenkomplex überwiegen präkambrische bis paläozoische nicht metamorphe Sedimente (ANDREO NAVARRO 1990, S. 62f; SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997, S. 250) wie Grauwacken, Konglomerate, Sand- und Kalksteine und deren schwach metamorphen Äquivalente (GOELZ 1978, S. 6). Diese werden von permotriassischen, klastischen Gesteinen und triassisch-eozänen Karbonaten überlagert (GONZÁLEZ-LO-DEIRO ET AL. 1996, S. 350).

Die Externe und Interne Zone werden durch die betische Binnenbeckenflucht (*span. Depresión Penibética oder Intrabética*) getrennt, die sich von *Gibraltar* über *Antequera*, *Granada*, *Baza*, *Lorca* und *Murcia* bis zum Mittelmeer erstreckt (LAUTENSACH 1969, S. 589 und Abbildung 8). Dabei handelt es sich um ausgedehnte Beckenstrukturen (u.a. von Lorca und Murcia) die infolge von Extensionsprozessen während der alpidischen Orogenese gebildet wurden. Infolge dieser Hebungsprozesse wurde Boden- und Gesteinsmaterial aus den Höhenlagen der *Sierren* erodiert und in den intramontanen Becken, den Tallagen sowie den ausgedehnten Beckenstrukturen nördlich von *Lorca* (*Rambla de Torrealvilla*) als postorogene Sedimente abgelagert. Dazu zählen die alluvialen Sedimente, deren Vorkommen auf die Akkumulationsbereiche der *Rambblas* und *Rios* beschränkt sind sowie die Pedimentflächen und Glacisablagerungen, die an den Fußzonen der Höhenzüge auftreten. Die fluvialen Sedimente setzen sich vorwiegend aus Schottern und Kiesen in sandiger und lehmiger Matrix zusammen, wohingegen die Glacis aus meist unverfestigten Konglomeraten mit toniger und lehmiger Matrix aufgebaut sind. (SCHÜTT 2001, S. 20).

2.3 Klima

Spätestens nach der ersten veröffentlichten Ölbaumkarte (*Olea europaea*) des Geographen THEOBALD im Jahre 1904, wird das mediterrane Klima auch Ölbaumklima genannt (HOFRICHTER 2002, S. 183). Dieses wechselfeuchte Klima mit Winterregen und Sommertrockenheit ("Winterregenklima") ist auf gleicher Breitenkreislage auch auf der Westseite anderer Kontinente wiederzufinden (Kalifornien, Mittelchile, Südafrika und SW-Australien, vgl. SCHÜTT 2001, S. 24) und wird durch das Verhältnis des feuchtesten zum trockensten Monats definiert (> 3 , nach PALUTIKOF ET AL. 1996, S. 49). Die nachfolgende Abbildung zeigt die klimageographische Landschaftsgliederung (aus WAGNER 2001, S. 216) sowie die bioklimatischen Trockentage und die Anzahl der ariden Monate. Für die Iberische Halbinsel existiert ein Nord-Süd-Gradient, von ozeanisch humidem zu kontinental-mediterran semiaridem Klima, der jeweils durch orographische Effekte modifiziert wird. Im Mittelmeerraum verändert sich das alternierende Regime im Jahresgang, dominiert durch einen subtro-

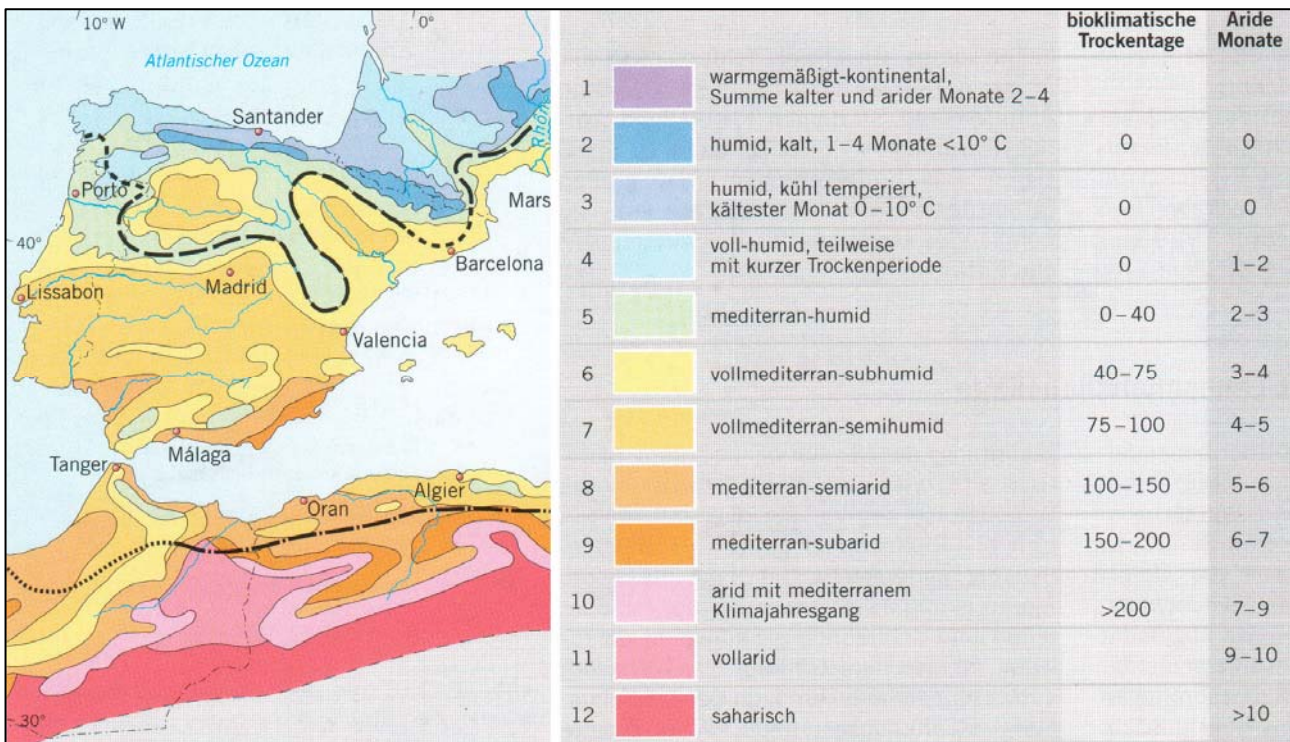


Abbildung 9 Klimageographische Landschaftsgliederung; gestrichelte Linien stellen die Grenzen der Verbreitung des Ölbaums dar, im Norden durch Sommerfeuchte und/oder Winterkälte, im Süden durch Trockenheit und/oder Winterkälte (aus WAGNER 2001, S. 216; Entwurf WAGNER, Quellen: GAUSSEN ET AL. 1962, BIROT 1964, LAUER & FRANKENBERG 1986)

pischen Einfluss im Sommer und durch frontal-zyklonale Prozesse der außertropischen Westwinddrift im Winter. Die räumliche und zeitliche Variabilität der Anzahl der Niederschlagsereignisse, wie auch der Niederschlagssummen, ist in semi-ariden Klimaten deutlich ausgeprägter als im humiden Mitteleuropa. Langanhaltende Trockenperioden, insbesondere in den Sommermonaten (vgl. Abbildung 9, bioklimatische Trockentage), sind ein Charakteristikum des mediterranen Klimatypus (PILGRIM ET AL. 1988, S. 382), die durch ein winterliches bimodales Regenmaximum (BREUER & WE-

BER 1997, S. 10; RIES & MARZOLFF 2003, S. 318) mit intensiven und komplex strukturierte Regenfälle (ALONSO-SARRIA & LOPEZ-BERMEDEZ 1994, S. 262) abgelöst werden. Besonders im Herbst und im Frühjahr können extreme Starkniederschlagsereignisse auftreten (CONACHER & SALA 1998), die eine ausgeprägte Morphodynamik und eine hohe geomorphologische Wirksamkeit aufweisen können. Nach OBLED & TOURASSE (1994, S. 473ff), IGN (1995) und BULL ET AL. (1999, S. 192), können die Niederschläge im Mittelmeerraum als sehr intensiv charakterisiert werden. Nach CAPEL MOLINA & ANDUJAR CASTILLO (1978) existiert zudem ein allgemeiner West-Ost-Niederschlagsgradient innerhalb der Betischen Gebirgskette, der am *Cabo de Gata* (SO-Spanien), mit einer Jahresniederschlags-summe von rund 122 mm (HOFRICHTER 2002, S. 182) das absolute europäische Minimum erreicht.

Damit zählt Südost-Spanien zu den trockensten Klimaten in Europa, mit einer durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme zwischen 150 mm und 400 mm (vgl. Karte 2). Nach der Klimaklassifikation von Köppen & Geiger wird das Untersuchungsgebiet als sommertrockenes Steppenklima bezeichnet, wobei die Jahresmitteltemperatur von 18°C die Grenze zwischen dem kühlen (Bsk) und heißen (Bsh) Steppenklima definiert. Vereinzelte Gebirgsbereiche zählen zu den sommertrockenen, warmgemäßigten Csa - Regenklimate (vgl. MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE 1999, S. 6).

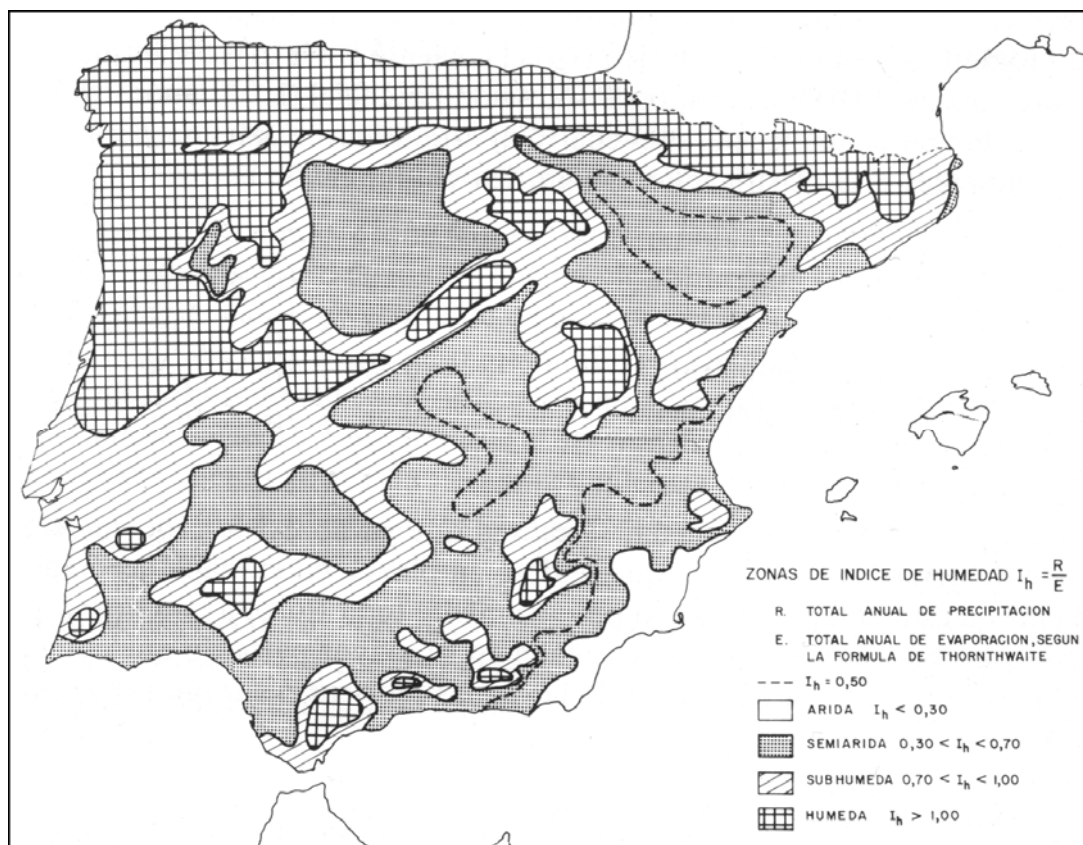


Abbildung 10 Gliederung der Iberischen Halbinsel nach Humidität und Aridität (aus FONT TULLOT 1988, S. 263)

Da die Jahresniederschlagssumme allein, nicht zur Charakterisierung von Humidität und Aridität ausreicht, ist in Abbildung 10 die zonale Gliederung der Iberischen Halbinsel nach dem Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung dargestellt.

Der abgebildete Feuchtigkeitsindex ($I_h = P_{\text{year}} / \text{PET}$; mit P_{year} = mittlerer Jahresniederschlag; PET = potentielle Verdunstung), wurde von FONT TULLOT (1988, S. 263f) in Anlehnung an THORNTHWAITE (1948), THORNTHWAITE & MATHER (1955, 1957) errechnet. Anhand dieser Darstellung, wird erneut der semiaride Charakter von Südostspanien deutlich. Neben den hohen Temperaturen, der sommerlichen Trockenheit und der starken Insolation die für diesen Naturraum charakteristisch sind, kommt der ausgeprägten Variabilität und unterschiedlichen Intensität der Niederschläge eine entscheidende Rolle zu. Verantwortlich hierfür ist im Wesentlichen die meteorologische Situation des sogenannten "cold-pool", auf Spanisch "la gota fría" im Spätsommer. Dabei werden feuchte, warme Luftmassen des Mittelmeers aufgrund der großräumigen Situation eines Bodenhochs über Zentraleuropa und einem Tiefdruckgebietes im Süden der Iberischen Halbinsel nach Nordwesten geführt und treffen dort auf kältere Luftmassen, was wiederum zur Labilisierung der Luftschichtung und zu heftigen konvektionalen Gewitterniederschlägen führt (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE 1999, S. 6, DE WIT 2001, S. 38). Die räumliche Variabilität dieser Starkniederschlagsereignisse ist sehr hoch und kann auf wenigen Kilometern um ein Vielfaches schwanken (COX 1995; BULL ET AL. 1999). In diesem Zusammenhang sind die Gebirgsketten der *Betischen Kordilliere* einerseits als Feuchteinseln zu sehen, andererseits bilden sie eine Barriere gegenüber den zyklonalen Frontensystemen aus West und Südwest. Dabei ist eine deutliche räumliche Differenzierung der lee- und luvseitigen Exposition festzustellen.

Im Hochsommer kann der Himmel in großen Teilen des Mittelmeerraumes über viele Wochen wolkenfrei bleiben, gehören doch die mediterranen Subtropen neben den heißen Wüsten und Steppen, mit über 2500 Sonnenscheinstunden im Jahr zu den sonnenreichsten Regionen der Erde (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE 1999, S. 7). Durch starkes Erhitzen und Austrocknen des Bodens werden, bei fehlendem Wind, feinste Staubpartikel mit der aufsteigenden Luft in die Höhe getragen, die einen sommerlichen dunstigen Schleier verursachen, der *Calima* genannt wird (HOF-RICHTER 2002, S. 179). In dieser Jahreszeit erreicht die potentielle Verdunstung aufgrund der hohen Temperaturen ein Vielfaches der Niederschlagsmenge, was die Aridität des Landschaftsraumes weiter steigert (vgl. Abbildung 11). Die Anzahl der ariden Monate schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 7 und 12 Monaten. Das Auftreten von humiden Monaten während der zweigipfligen Regenzeit unterliegt großen interannuellen Variationen.

Der mediterrane Charakter wird ebenfalls bei der Temperaturverteilung deutlich. Die Jahresmitteltemperaturen schwanken im Untersuchungsgebiet zwischen 12.3°C (*María*) und 18.5°C (*Lorca*) (vgl. SCHÜTT 2001, S. 24), können jedoch in den Gebirgsregionen aufgrund der Höhenlage auf Werte unter 10 °C absinken (vgl. Abbildung 11 und Karte 3). In den Sommermonaten können Tagesmaxima von über 40 °C, vor allem in den Beckenlagen auftreten. In den Gebirgsregionen oberhalb 1000 m ü. NN sind in den Wintermonaten Schneefälle möglich, die insbesondere an den nordexponierten Lagen über Wochen für eine Schneedecke sorgen können. Die Beschreibung des Klimas für das Untersuchungsgebiet wird durch die Klimadiagramme in Abbildung 11 sowie anhand der Karten 2 und 3 erleichtert. Die Gegenüberstellung der monatlichen Niederschlagssummen, der Verdunstungswerte (ETP, ETR) sowie der Temperatur ermöglicht eine Charakterisierung dieses semi-ariden Naturraumes.

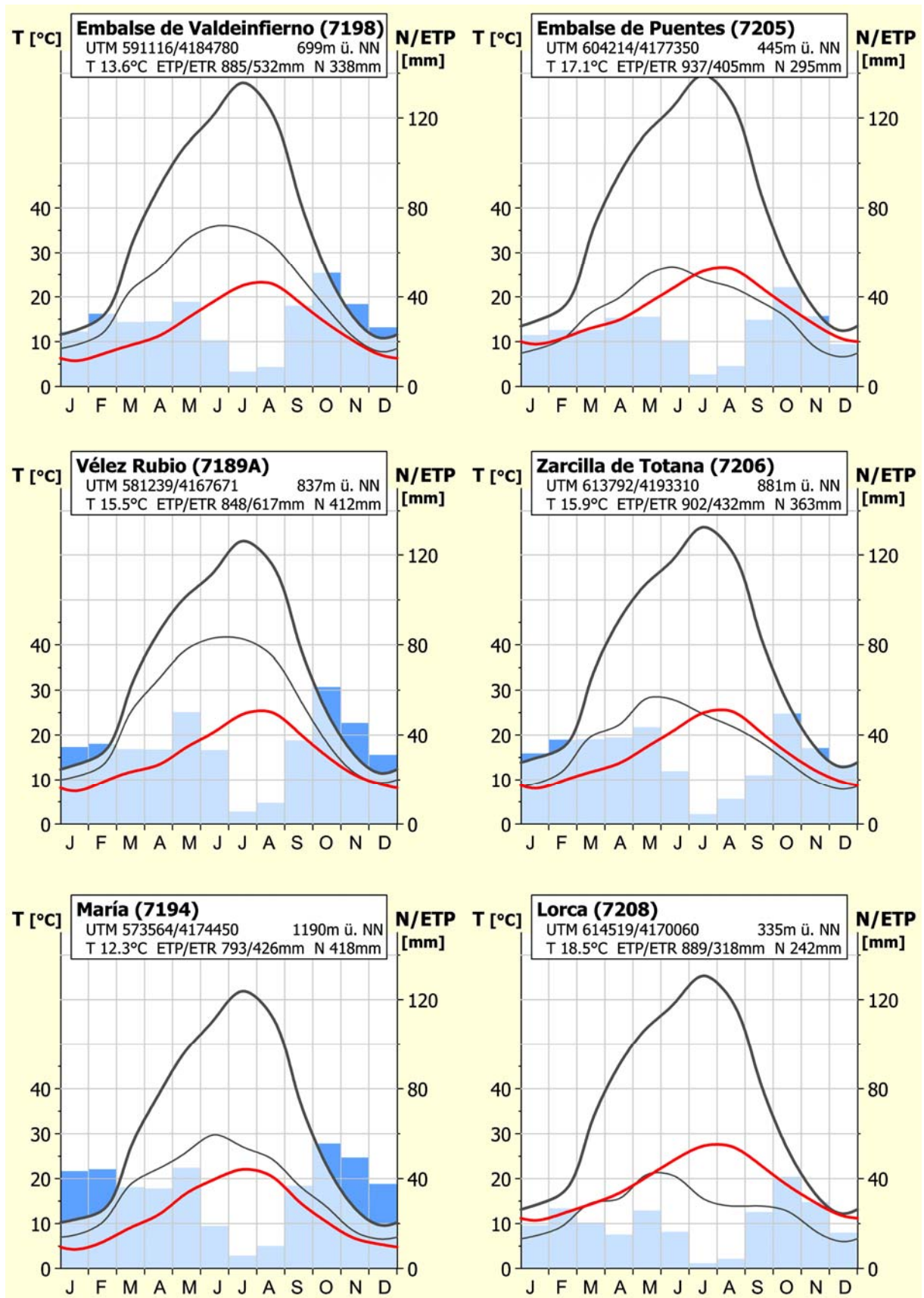
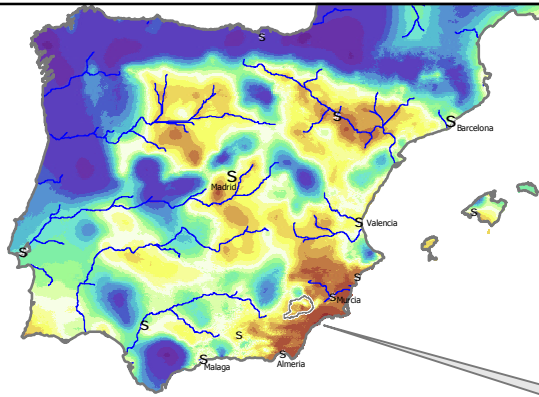
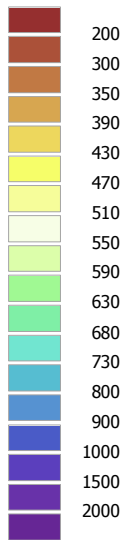


Abbildung 11 Klimadiagramme (Mittelwerte des Zeitraums 1988 bis 1993); blaue Säulen: monatliche Niederschlagssummen, rote Kurve: Temperatur, graue Kurven: ETP (dick), ETR (dünn), humide Monate sind durch dunkelblau gefärbten Niederschlagssäulen gekennzeichnet; ETP/ETR-Berechnung aus WASIM (vgl. Kapitel 3.3.2 & 4.1.15); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

▪ Karte 2: Mittlerer annueller Gebietsniederschlag (1988 - 1993)

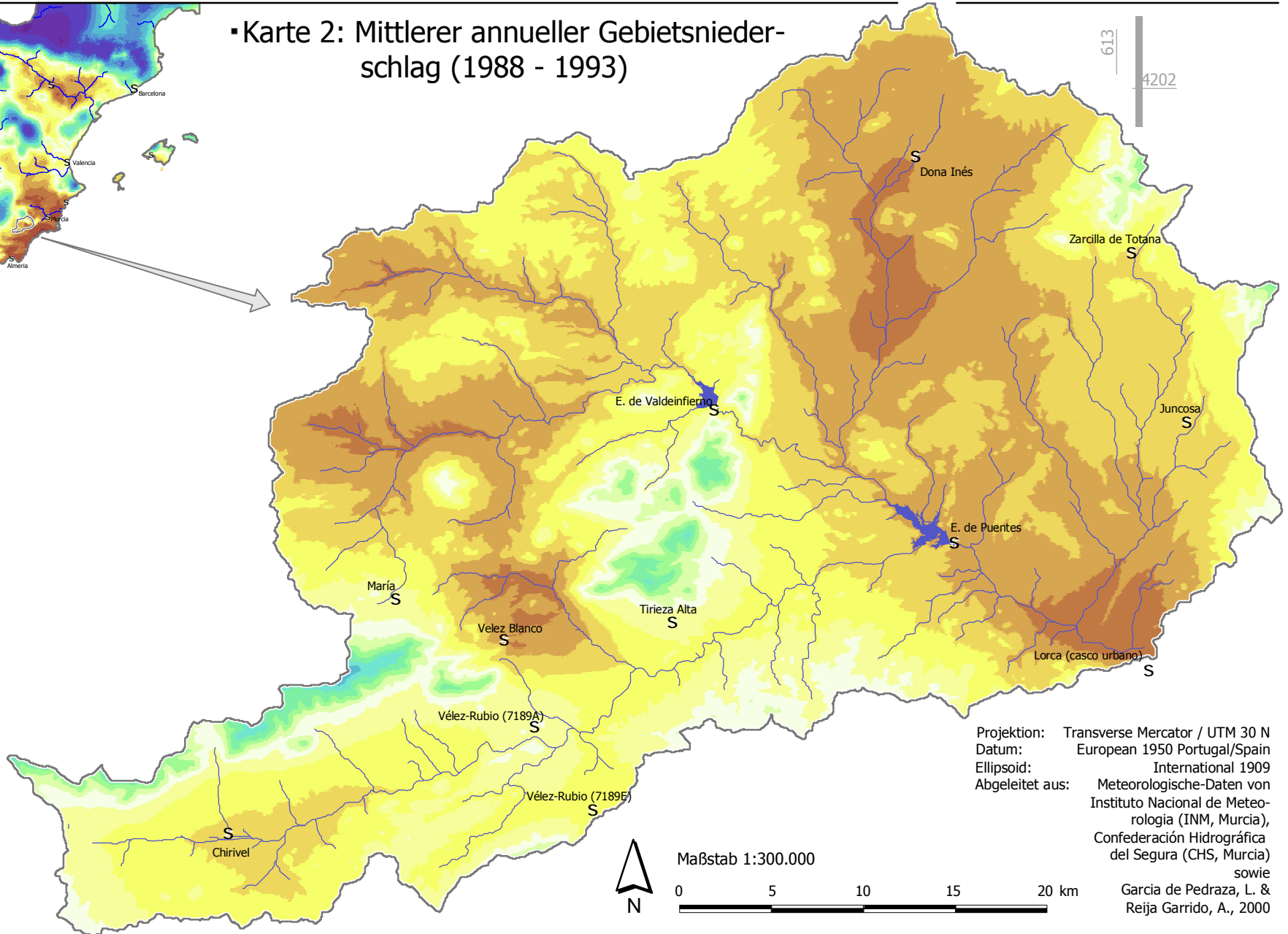


Niederschlag [mm]

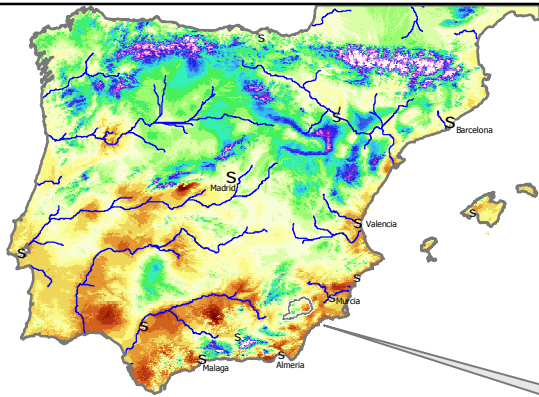


4160

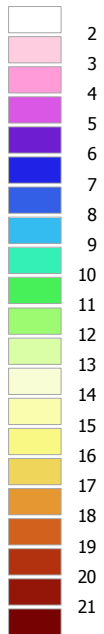
550



▪ Karte 3: Jahresmittel der Temperatur
(1988 - 1993)

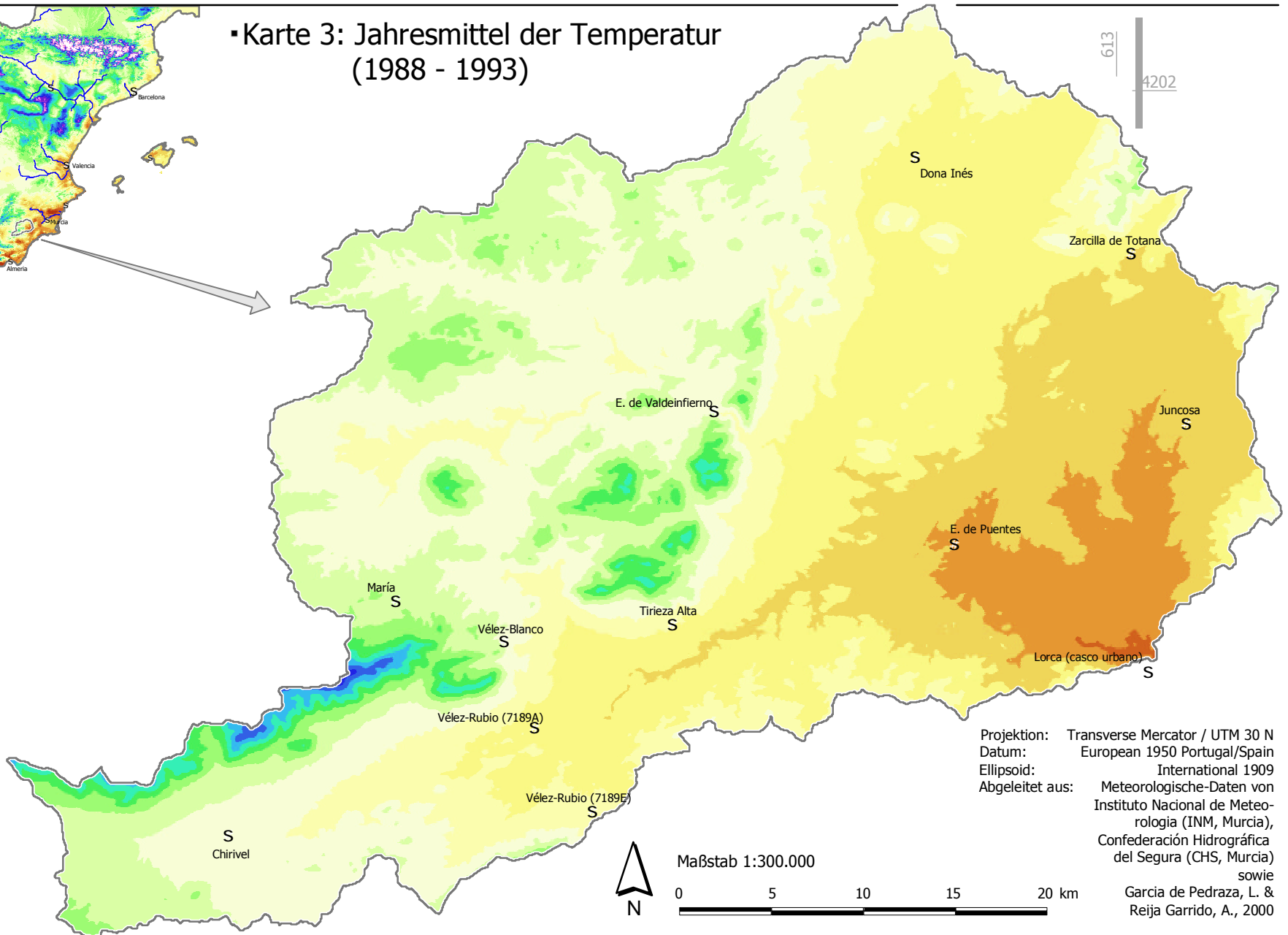


Temperatur [°C]



4160

550



613

4202

Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Meteorologische-Daten von
 Instituto Nacional de Meteorología (INM, Murcia),
 Confederación Hidrográfica del Segura (CHS, Murcia)
 sowie
 García de Pedraza, L. & Reija Garrido, A., 2000

Maßstab 1:300.000

0 5 10 15 20 km

2.4 Hydrographie

Das hydrologische Einzugsgebiet des *Rio Guadalentín* am Pegelpunkt Lorca (UTM 30N, R615155/H4171350) definiert die räumliche Ausdehnung des Untersuchungsgebietes (vgl. Karte 4 und Ausführungen in Kapitel 2.1). Die westliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes wird durch die kontinentale Wasserscheide zwischen dem nach Westen zum Atlantik entwässernden *Guadalquivir* und dem Einzugsgebiet des *Rio Segura* definiert. Der Oberlauf des *Rio Guadalentín* wird durch die perennierenden Flüsse *Rio Corneros*, *Rio Luchena*, *Rio Turilla* sowie durch die periodisch wasserführende *Rambla de Torrealvilla* gespeist (vgl. Karte 4). Die durchschnittliche Wasserführung des *Rio Guadalentín* wird mit 0.3 m³/s (NAVARRO HERVÁS 1991, S. 192) bzw. 0.9 m³/s (Pegel *Embalse de Puentes*, SIGA-link 2004) angegeben. Das Abflussregime verändert sich entsprechend der bimodalen Niederschlagsverteilung im Jahresgang und weist ein erstes Maximum im Oktober (rund 1.1 m³/s) und ein weiteres im April (rund 2.6 m³/s) auf (NAVARRO HERVÁS 1991, S. 199).

In der spanischen Terminologie werden Abflussbahnen als Barrancos, Ramblas und Rios bezeichnet. Barrancos sind Tributäre der ausschließlich bei Starkniederschlagsereignissen wasserführenden Ramblas, die somit ein ephemeres Abflussregime aufweisen. Die Rios weisen im Gegensatz zu den Ramblas und Barrancos ein größeres Einzugsgebiet und ein flacheres Längsprofil auf und zeigen ein ausgeglichenes, meist perennierendes Abflussverhalten. Dies beeinflusst die Form des Gerinnebetts, die bei Ramblas und Rios vornehmlich durch ein kastenförmiges Querprofil mit einer ausgeprägten Schottersohle charakterisiert wird. Barrancos kommen in steilerem Gelände vor und haben im Oberlauf einen kerbtalförmigen Querschnitt, der erst im Unterlauf in ein kastentalförmiges Querprofil übergeht. Die Ramblas und Rios im westlichen Untersuchungsgebiet haben sich in den morphologisch weichen kretazischen oder tertiären Gesteinen eingetieft. Die Barrancos beginnen hingegen in den steileren Hangbereichen der widerständigen jurassischen Kalkformationen und verbreitern ihren Querschnitt mit zunehmender Fließdistanz (SCHÜTT 2001, S. 27).

Der west-ost streichende Gebirgszug der *Sierra de Maria*, der *Sierra de Gigante* und der *Sierra de Pericay* trennen das westliche Untersuchungsgebiet in den Einzugsbereich der periodisch wasserführenden *Rambla de Chirivel* im Süden und dem aufgrund der höheren Niederschlagssummen perennierend wasserführenden *Rio Caramel* im Bereich der Nordabdachung der *Sierra de Maria* und der *Sierra del Gabar*, der ein pluvio-nivales Abflussregime ersten Grades aufweist. Unterbrochen wird dieser Gebirgszug durch den *Rio Claro* (auch *Rio Vélez* genannt) östlich der Siedlung *Vélez Blanco*, der zusammen mit der *Rambla de Chirivel* den *Rio Corneros* speist. Das Wasser des *Rio Caramel*, der *Rambla Mayor* und der *Rambla Seca* wird durch den Staudamm des *Embalse de Valdeinfierno* zurückgehalten, weshalb die Wasserführung des daran anschließenden *Rio Luchena* heutzutage anthropogen bestimmt ist. Die fluvialen Sedimente der Flussterrassen im Unterlauf des *Rio Luchena* (siehe Foto 1) ergeben ein komplexes stratigraphisches Bild, die auf mehrere klimatisch bedingte spätpleistozäne und holozäne Erosionsphasen schließen lassen (THIEMANN 2001, S. 95).

Der periodisch wasserführende *Rio Turilla* entwässert die flachgewellte bis hügelige Region im Nordosten des Untersuchungsgebietes, das durch Becken- und Tallagen gekennzeichnet ist. Am Zusammenfluss des *Rio Luchena* und dem *Rio Corneros* wurde vor über 200 Jahren ein Staudamm

errichtet, der *Embalse de Puentes* genannt wird. Die perennierende Wasserführung des daran anschließenden *Rio Guadalentín* wird maßgeblich durch dieses Rückhaltebecken bestimmt. Wenige Kilometer vor *Lorca* mündet die *Rambla de Torrealvilla* von Osten in den *Rio Guadalentín*, die ausschließlich bei torrentiellen Niederschlagsereignissen wasserführend ist. Das Einzugsgebiet der *Rambla de Torrealvilla* zählt mit dem Oberlauf des *Rio Turilla* zu den trockensten Regionen des Untersuchungsgebietes.



Foto 1 Flussterrassen des *Rio Luchena* (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)

Das Abflussverhalten wird neben den dominierenden Faktoren Niederschlagsmenge, Niederschlagsintensität und Niederschlagsverteilung durch die topographischen und pedologischen Faktoren sowie durch die Vegetationsbedeckung bestimmt, die eine zeitlich dominierte Niederschlags-Abfluss-Dynamik bedingen. Gebiete mit verstärkt auftretendem Oberflächenabfluss befinden sich vornehmlich in den Gebirgs- und Hanglagen mit schwacher bis mäßiger Vegetationsbedeckung, wohingegen in den landwirtschaftlich genutzten Becken- und Tallagen hauptsächlich Infiltrations- und Ablagerungsprozesse stattfinden (DE WIT 2001, S. 48). Ein Starkniederschlagsereignis von 20 mm innerhalb von 15 Minuten erzeugte in einer Rambla mit 40 km² großem Einzugsgebiet westlich von *Murcia* ein Abflussmaximum von rund 25 m³/s (vgl. GEIGER 1970, S. 102), "das nur wenige Minuten andauerte und bereits nach rund vier Stunden gegen Null zurück gegangen war". Bei größeren Einzugsgebieten verläuft dieser Anstieg weniger steil und die Ganglinie erstreckt sich auf einen größeren Zeitraum.

Bei schwachen Regenfällen bleiben die Ramblas im Untersuchungsgebiet völlig trocken, da bei geringer Niederschlagsintensität ausschließlich die obersten Bodenschichten durchfeuchten und ein linearer Abfluss effektiv verhindert wird. Des Weiteren wird wegen der klimatischen Trockenheit vom wirtschaftenden Menschen seit langem versucht, die kostbaren Niederschläge effektiv zu nutzen und das zur Verfügung stehende Niederschlagswasser durch Terrassierungsmaßnahmen auf den Feldern zu halten. Eine weitflächige, intakte Terrassierung reicht selbst bei mittleren Niederschlagsintensitäten aus, einen merklichen Oberflächenabfluss zu verhindern (GEIGER 1970, S. 103). Bei hohen Niederschlagsintensitäten von kurzer Dauer wird die Infiltrationskapazität der meist lehmigen Böden übertroffen, und durch die hohe kinetische Energie der Regentropfen kommt es durch den sogenannten "splash"-Effekt zum Verschlämmen des Oberbodens. Resultierend erfolgt der sogenannte "Horton'sche" – Abfluss. Ein Oberflächenabfluss aufgrund einer ausreichenden Wassersättigung des Bodens kommt in diesen Klimaten selten vor. In Abhängigkeit der Niederschlagsintensität und –dauer erfolgt ein kontinuierlicher oder unterbrochener Abfluss. Dies entspricht dem Konzept des "*partial-area runoff*" sowie der "*variable source areas*" (PILGRIM ET AL. 1988, S. 387), die im Untersuchungsgebiet von DE WIT (2001, S. 50) quantifiziert wurden. Dem-

nach kommt es ab Niederschlagsmengen von rund 30 mm und Niederschlagsintensitäten zwischen 8 und 23 mm/h zum sogenannten "*partial area runoff*". Bei geringeren Werten wird der Oberflächenabfluss durch Infiltration respektive Evapotranspiration weitgehend verhindert. Lediglich bei Starkniederschlagsereignissen oder langandauerndem Niederschlag reagiert das Einzugsgebiet, dominiert durch den "Horton'sche" – Abfluss, als zusammenhängendes System. Nach DE WIT (2001, S. 50) erfolgt dies für den östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes bei Niederschlagsmengen über 34 mm und Intensitäten größer als 23 mm/h. Karte 4 zeigt die periodischen und perennierenden Gewässer sowie die hydrologischen Einzugsgebiete verschiedener Pegelpunkte im Untersuchungsgebiet.

2.5 Boden

Der Boden besitzt als poröser Körper wichtige Speicher- und Regelungsfunktionen im gesamten hydrologischen Kreislauf. Das Wasser im Boden hat eine hohe ökologische Bedeutung als Nährstofflieferant für die Pflanzen und eine pedogenetische für alle Prozesse der Bodenentwicklung (SCHROEDER 1992, S. 49). In semi-ariden Gebieten ist der chemisch-biologische Bodenbildungsprozess aufgrund der Trockenheit stark gehemmt. Der Anteil unersetzter Gesteinsfragmente ist dadurch sehr hoch. Die Verwitterung des anstehenden Gesteins und die Umsetzung von organischer Substanz führt in der montanen Stufe im allgemeinen über die Bildung eines wenig differenzierten Bodenkörpers (A-C-Profil, Karbonatrohböden, Xerorendzinen) nicht hinaus (SCHÜTT 2001, S. 28). Durch Erosionsprozesse wird das Feinmaterial, besonders in steileren Lagen abgeführt und in den Tallagen akkumuliert. Anthropogene Einwirkungen und die oft damit zusammenhängende spärliche Vegetationsdecke verstärken diesen Vorgang zusätzlich. Damit ergibt sich ein heterogenes Muster der Bodentypenverteilung (siehe Karte 5), die vor allem durch die Topographie, die Pflanzendecke und die Wasserverfügbarkeit beeinflusst wird. Eine daraus abgeleitete charakteristische Bodencatena ist in Abbildung 12 dargestellt. Diese idealisierte Verteilung der Bodentypen hebt den dominierenden Einfluss des Reliefs auf die Bodenentwicklung eines Hanges in karbonatischem Ausgangsgestein, dieser semi-ariden Region hervor (SCHÜTT 2001, S. 30). Der Bodenabtrag ist bei fehlender Pflanzendecke eine Funktion aus der Hangneigung und der Hangposition, da in steilem Gelände die Versickerung eingeschränkt und der Oberflächenabfluss begünstigt wird. Im Unterhang hingegen wird, aufgrund der geringeren Hangneigungen und der verbesserten Infiltrationskapazitäten, der Direktabfluss gehemmt, was zu einer besseren Wasserversorgung der Böden, einer Steigerung der Bodenbildung und einer damit einhergehende geschlossene Pflanzendecke, unter natürlichen Bedingungen führt. Durch den Bestandsabfall und der Zersetzung der or-

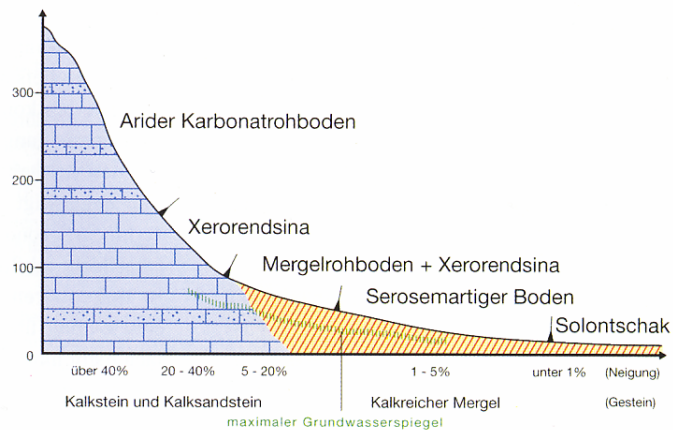
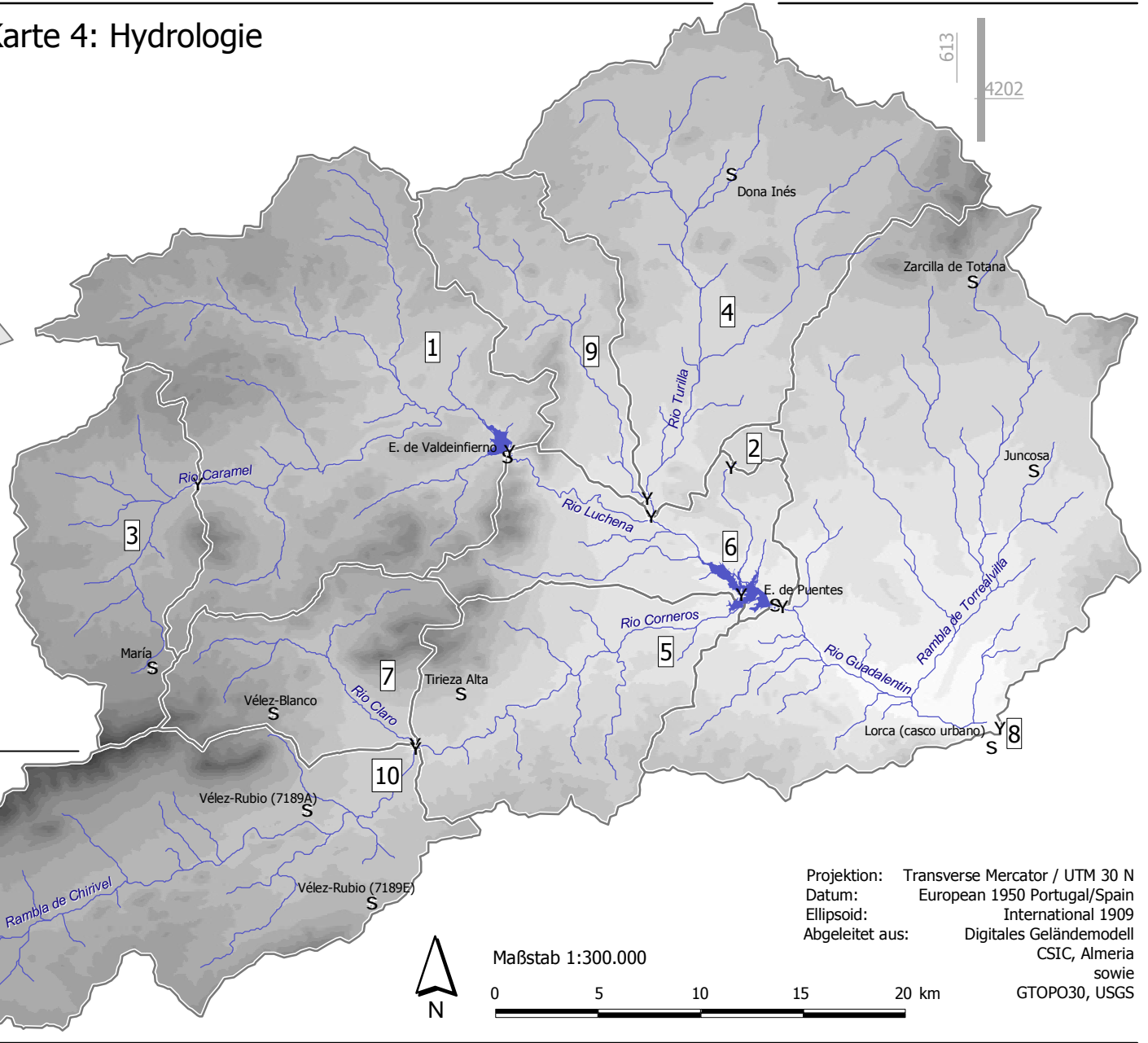
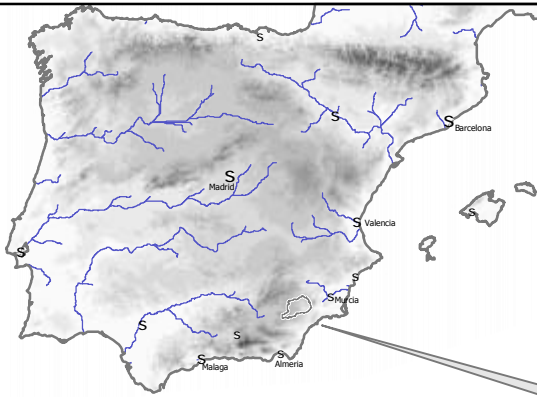


Abbildung 12 Charakteristische Bodencatena für Südost-Spanien an einem idealen Hang (aus SCHÜTT 2001, S. 29; verändert nach GEIGER 1970, S. 71)

ganischer Substanz führt in der montanen Stufe im allgemeinen über die Bildung eines wenig differenzierten Bodenkörpers (A-C-Profil, Karbonatrohböden, Xerorendzinen) nicht hinaus (SCHÜTT 2001, S. 28). Durch Erosionsprozesse wird das Feinmaterial, besonders in steileren Lagen abgeführt und in den Tallagen akkumuliert. Anthropogene Einwirkungen und die oft damit zusammenhängende spärliche Vegetationsdecke verstärken diesen Vorgang zusätzlich. Damit ergibt sich ein heterogenes Muster der Bodentypenverteilung (siehe Karte 5), die vor allem durch die Topographie, die Pflanzendecke und die Wasserverfügbarkeit beeinflusst wird. Eine daraus abgeleitete charakteristische Bodencatena ist in Abbildung 12 dargestellt. Diese idealisierte Verteilung der Bodentypen hebt den dominierenden Einfluss des Reliefs auf die Bodenentwicklung eines Hanges in karbonatischem Ausgangsgestein, dieser semi-ariden Region hervor (SCHÜTT 2001, S. 30). Der Bodenabtrag ist bei fehlender Pflanzendecke eine Funktion aus der Hangneigung und der Hangposition, da in steilem Gelände die Versickerung eingeschränkt und der Oberflächenabfluss begünstigt wird. Im Unterhang hingegen wird, aufgrund der geringeren Hangneigungen und der verbesserten Infiltrationskapazitäten, der Direktabfluss gehemmt, was zu einer besseren Wasserversorgung der Böden, einer Steigerung der Bodenbildung und einer damit einhergehende geschlossene Pflanzendecke, unter natürlichen Bedingungen führt. Durch den Bestandsabfall und der Zersetzung der or-

▪ Karte 4: Hydrologie



Hydrologische Einzugsgebiete

- 1 Embalse de Valdeinfierno
- 2 Canada Hermosa
- 3 Rio Caramel (Aufschluss 1)
- 4 Rio Turilla
- 5 Rambla de Chirivel
- 6 Rio Guadalentín (Pegel Embalse de Puentes)
- 7 Rio Claro
- 8 Rio Guadalentín (Pegel Lorca)
- 9 Rambla de Periago
- 10 Rio Corneos

Y Pegelpunkte der hydrologischen Teileinzugsgebiete

S Klimastationen

periodische und perennierende Gewässer

4160

550



Maßstab 1:300.000

0 5 10 15 20 km

Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Digitales Geländemodell CSIC, Almeria sowie GTOPO30, USGS

ganischen Substanz kommt es zur Entwicklung von Böden mit ausgeprägtem A-C bzw. A-(B)-C Profil. Des Weiteren sind fossile Böden (z.B. Terra Rossa) in diese räumliche Verbreitung eingeschaltet, die für die heutige agrarische Nutzung der Region von Bedeutung sind (GEIGER 1970, S. 70). Diese fossilen Böden haben sich im Spätglazial und Holozän zu klimatisch humideren Phasen entwickelt, und zeichnen sich durch einen tonreichen, teilweise entkarbonatisierten B-Horizont aus. Unter den rezenten semi-ariden Klimabedingungen findet dagegen eine Kalkanreicherung der Oberböden statt, die eine allgemeine Tendenz der Karbonitisierung widerspiegelt (GEIGER 1970, S. 70). Dieser dominierende Lösungsprozess stellt Karbonate (CaCO_3 und NaCO_3) zur Verfügung, die infolge der geringen Niederschläge und der hohen Verdunstungsraten, insbesondere in den Sommermonaten durch den kapillaren Aufstieg von Bodenwasser an die Bodenoberfläche gelangen und dort Kalk-, Salz- oder Gipskrusten bilden können. Aufgrund der allgemein geringen Wasserverfügbarkeit ist rezent die Tendenz zur Tonmineralneubildung gehemmt. Die eingeschränkte Auswaschung leicht löslicher Stoffe, wie Alkali- und Erdalkalimetallen, führt zu neutraler bis alkalischer Reaktion, so dass der pH-Wert der meisten Böden über 7 liegt (SCHÜTT 2001, S. 29).

Auf der Grundlage der Bodentypenkarte (*mapa de suelos* 1:100.000) des LUCDEME Projektes des *Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación*, der ICONA-Behörde und dem *Consejo Superior de Investigaciones Científicas* (CSIC) aus den Jahren 1987 bis 1993, wurde die Bodentypenkarte (Karte 5) erstellt. Diese zeigt die räumliche Verbreitung der dominierenden Bodentypen (nach FAO *Soil Taxonomy*) und ermöglicht unter Einbeziehung der geologischen Karte (Karte 1) eine Differenzierung der vorwiegend auf quartär und tertiärem Ausgangsgestein entwickelten Xerosolen, der vorwiegend auf Mergel, Kalkstein, Konglomeraten und Phylliten entwickelten Regosolen sowie der Rendzinen und Litosole der montanen pennibetischen Einheiten. Vereinzelt kommen in den Talagen Fluvisole vor, die sich entlang der perennierenden Flüsse erstrecken. In den Sierran, den oberen Gebirgslagen und an steileren Hängen dominieren kalkreiche, lithomorphe Böden, vor allem Syrosemi mit geringen Mächtigkeiten. Auf den Glacis kommen vor allem Regosole und in den Niederungen Cambisole beziehungsweise calcic Cambisole mit sekundären Kalkanreicherungen im Unterboden vor. Innerhalb der lithomorphen karbonatischen Böden sind vor allem Kalkrendzinen und Pararendzinen vertreten. Die Böden unterscheiden sich sowohl farblich als auch texturell nur geringfügig vom Ausgangsgestein (z.B. bei Mergel).

Die Boden- und Horizontmächtigkeiten variieren in Abhängigkeit der Hangposition, Hangneigung sowie Art und Dichte der Vegetationsdecke sehr stark. Die Rohböden der Oberhänge und Steillagen weisen meist nur wenige Zentimeter auf. Die Mittel- und Unterhangbereiche setzen sich vorwiegend aus Kolluvisolen zusammen, die Mächtigkeiten von 40 bis 100 cm erreichen können. Die Bodenmächtigkeiten der Cambisole in den Niederungen betragen im Mittel 100 bis 150 cm (ICONA, *mapa de suelos* 1993). Eine Differenzierung von Sedimentkörpern und auflagernden Bodenhorizonten ist anhand farblicher und textueller Merkmale meist schwierig. In den Mulden-, Tal- und Beckenlagen dominieren schluffige und tonige Lehme mit mittleren Werten der nutzbaren Feldkapazität, niedrigem Gesamtporenvolumen und geringer Wasserleitfähigkeit bei Sättigung. Die Bodenarten der *Sierran* und intramontanen Beckenstrukturen bestehen vorwiegend aus Lehmen mit Schluffgehalten zwischen 30 bis 40 %. Sowohl das Gesamtporenvolumen als auch die nutzbare

▪Karte 5: Bodentypen

Bodentypen

- Cambisol eutricos
- Cambisoles calcicos

- Regosoles calcaricos
- Regosoles eutricos
- Regosoles litosolicos
- Regosoles margalicos

- Xerosoles calcicos
- Xerosoles gipsicos
- Xerosoles petrocalcicos

- Rendsinas aridicas
- Litosoles

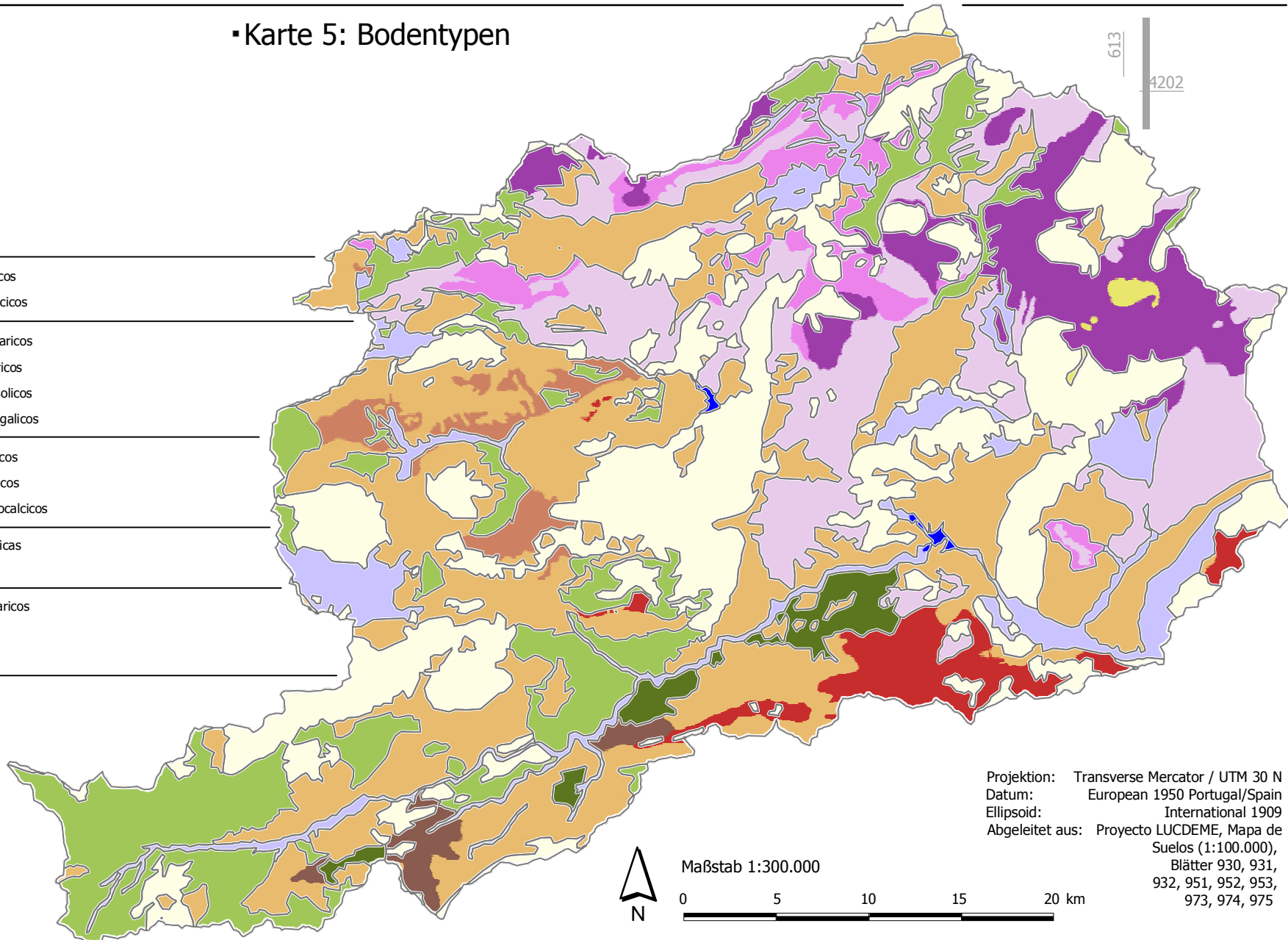
- Fluvisoles calcaricos
- Rambla
- Embalses

4160

550

613

4202



Maßstab 1:300.000

0 5 10 15 20 km

Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Proyecto LUCDEME, Mapa de
 Suelos (1:100.000),
 Blätter 930, 931,
 932, 951, 952, 953,
 973, 974, 975

Feldkapazität ist hoch, die Wasserleitfähigkeit bei Sättigung ist mäßig. Der Anteil der organischen Substanz schwankt auf ackerbaulich genutzten Arealen zwischen 0.4 und 2 Gew.-% und kann unter Mattoral Vegetation beziehungsweise Wald in den obersten Bodenschichten bis zu 9 Gew.-% betragen (SCHÜTT 2001, S. 31).

2.6 Vegetation und aktuelle Landnutzung

Seit der frühen Besiedlung Südost-Spaniens vor etwa 4000 Jahren hat der Mensch diesen Naturraum intensiv genutzt, vielfach überprägt und in die heutige Kulturlandschaft gewandelt. Die ursprüngliche Vegetationsbedeckung und die vorherrschenden Pflanzengesellschaften wurden in ihrem Erscheinungsbild stark verändert. Neben der Art und Intensität der Nutzung hat vor allem die Dauer der anthropogenen Eingriffe zu einer großen Anzahl von Sukzessionsgesellschaften geführt, deren räumliche Ausprägung stärker durch den wirtschaftenden Menschen als durch die ökologischen Standortfaktoren bedingt ist (SCHÜTT 2001, S. 31). Durch massiven Holzeinschlag wurden seit dem Neolithikum ganze Landstriche entwaldet, die anschließend bei Starkniederschlagsereignissen aufgrund der fehlenden und schützenden Vegetationsdecke durch die Bodenerosion überprägt wurden. Diese stark erodierten Böden werden heute vor allem von Thymian- (*Thymus*), Rosmarin- (*Rosmarinus officinalis*) und Espartogras-Gesellschaften (*Stipa tenacissima*) besiedelt, die an ungünstige edaphische Bedingungen angepasst sind und durch ihre Präsenz gleichzeitig die Gefahr einer weiteren Bodenerosion vermindern (vgl. BAUCH 2001, S. 40f).

Der vollständige Ersatz einer potentiell natürlichen Vegetation im Untersuchungsgebiet durch diese Gesellschaften, kann daher ausschließlich auf die menschliche Besiedlung dieser Region zurückgeführt werden, weshalb die heutige Vegetationsbedeckung (vgl. Karte 6) auf der Basis der aktuellen und historischen agrarischen und forstwirtschaftlichen Nutzung erklärt werden muss. Weite Flächen der Becken- und Tallagen werden aktuell und traditionell für den Trockenfeldbau genutzt (Foto 2). Durch Terrassierung und adaptierte Bodenbearbeitungsmaßnahmen wird versucht, den Oberflächenabfluss zu verringern und die Infiltrationseigenschaften des Bodens zu erhöhen. Die Terrassenkanten werden mit Bäumen und Sträuchern bepflanzt, um deren Stabilität zu verbessern. Teilweise werden auf den Äckern in Mischkulturen zusätzlich Mandel- und Olivenbaumkulturen angepflanzt (Karte 6). In der montanen Stufe und an den Hängen der weitverbreiteten Erhebungen geht das Ackerland zunehmend in Weideland für die traditionell gehaltenen Schaf- und Ziegenherden über, die auf jahrhundertealten Viehtriften getrieben werden (SCHIMANSKY 2002). Die sommerliche Trockenheit ist der limitierende Faktor für die Ausbrei-



Foto 2

Agrarische Nutzflächen mit Ackerterrassen, im Hintergrund Ölbaumkulturen – *Cañada Hermosa* (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)

tung von verschiedenen Pflanzenarten, die hohe Temperaturen häufig überdauern, jedoch bei Wassermangel von mehr als zwei Monaten nicht überleben können (HOFRICHTER 2002, S. 182). Als Klimaxzustand bilden sich Hartlaubgewächse bzw. offene mediterrane Vegetationsgesellschaften der Trockensteppe aus (GEIGER 1970, S. 88). Die charakteristischen Baumarten sind Eichen (*Quercus ilex*, *Quercus rotundifolia*, *Quercus coccifera*), welche auf nahezu allen Böden, besonders aber auf karbonatischem Gestein wachsen und vergleichsweise hitze-, kälte- und trockenresistent sind. Die Strauchschicht des Steineichenwaldes wird geprägt von Wacholder (*Juniperus oxycedrus*), Schwarzdorn (*Rhamnus lycioides*), Bärentraube (*Arctostaphylos uvaursi*), Seidelbast (*Daphne gnidium*) und Rosmarin (*Rosmarinus officinalis*) (BAUCH 2001, S. 36). Vor allem durch die Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzflächen und dem Brennholzeinschlag, sind die Steineichenvorkommen stark zurückgegangen. Häufiger sind strauchig wachsende Steineichen, in Form der *Chaparrales*, die ein undurchdringliches Gebüsch bilden (BAUCH 2001, S. 36f) und als Degradationsform der ehemaligen Steineichenwälder weithin zu *Garriguen* - offenen, von zahlreichen Sträuchern und Halbsträuchern der Gattungen *Lavandula*, *Thymus*, *Salvi*, *Teucrium*, *Cistus*, *Helianthemum*, *Hali-mium*, *Ulex*, *Genista*, *Thymelaea*, bestandenen Flächen - degradiert worden sind (ERN 1966, S. 103). Einzelne alte Steineichen stehen auf den Feldern der Hochebene von *Topares* im Norden der Region *Los Vélez*, sowie in den Wäldern der Nordabdachung der *Sierra de María*.

Die "Büschelgras-Trockensteppe" (GEIGER 1970, S. 84) wird hauptsächlich von Halfagras (*Stipa tenacissima*), Artemisiaarten (*Artemisia herba-alba*) und *Santolina chamaecyparissus* bestanden und ist landschaftsprägend für den semi-ariden Südosten Spaniens. Kommen xerophile Arten wie Thymian (*Thymus vulgaris*, *Thymus capitatus*, *Thymus longiflorus*) und Rosmarin (*Rosmarinus officinalis*) hinzu, spricht man im spanischen von unbewaldeten *Matorrales*-Pflanzengesellschaften oder auch Macchie; mit vereinzelt vorkommenden *Quercus* und *Pinus* Büschen von bewaldeten *Matorrales*. In Spanien wird der Begriff *Matorrales* oft in Verbindung mit *Pastizales* (Weideflächen) genannt, da die Schaf- und Ziegenherden oft in die Matorralvegetation getrieben werden. Nach GIESSNER (1986, S. 79, siehe Abbildung 13) können die verschiedenen Vorkommen als Sukzessions- und Regenerationsstadien des mediterranen Waldes begriffen werden. Dabei wird vorausgesetzt, dass alle Flächen ehemals bewaldet waren und in Abhängigkeit der anthropogenen Nutzungsintensität, in artenreiche Matorralvegetation, artenarme, niedere Matorralvegetation, beziehungsweise nach einsetzendem Bodenabtrag über Garrigue-Formationen und Felsheiden/Steppenvegetation in Ödland übergehen. Je stärker die Vegetationsdecke zerstört, und der Bodenabtrag infolge der brachen Bodenoberfläche fortgeschritten ist, desto länger und schwieriger ist die Aufforstung und Regeneration der Flächen.

Die heutigen Waldgebiete setzten sich vorwiegend aus verschiedenen Kiefernarten (Aleppokiefer (*Pinus halepensis*), Seestrand-Kiefer (*Pinus pinaster*), Spanische Schwarzkiefer (*Pinus nigra ssp. salzmannii*), Kalabrische Schwarzkiefer (*Pinus nigra ssp. laricio*), Gemeine Kiefer (*Pinus sylvestris*), etc.) zusammen, die seit dem 16. Jahrhundert im Rahmen von Aufforstungen angelegt wurden (vgl. Karte 6, als Nadelwald bezeichnete Flächen), und die in weiten Teilen die natürliche Vegetation verdrängt haben (BAUCH 2001, S. 37; ERN 1966, S. 103f.). Oberhalb von 1.700 - 1.800 m ü. NN wachsen an das Klima angepasste Baumarten, wie die *Pino salgareño* (*Pinus nigra ssp. Clusiana*) oder die *Sabina Rastrera* (*Juniperus sabina*), welche sowohl niedrigen Temperaturen und

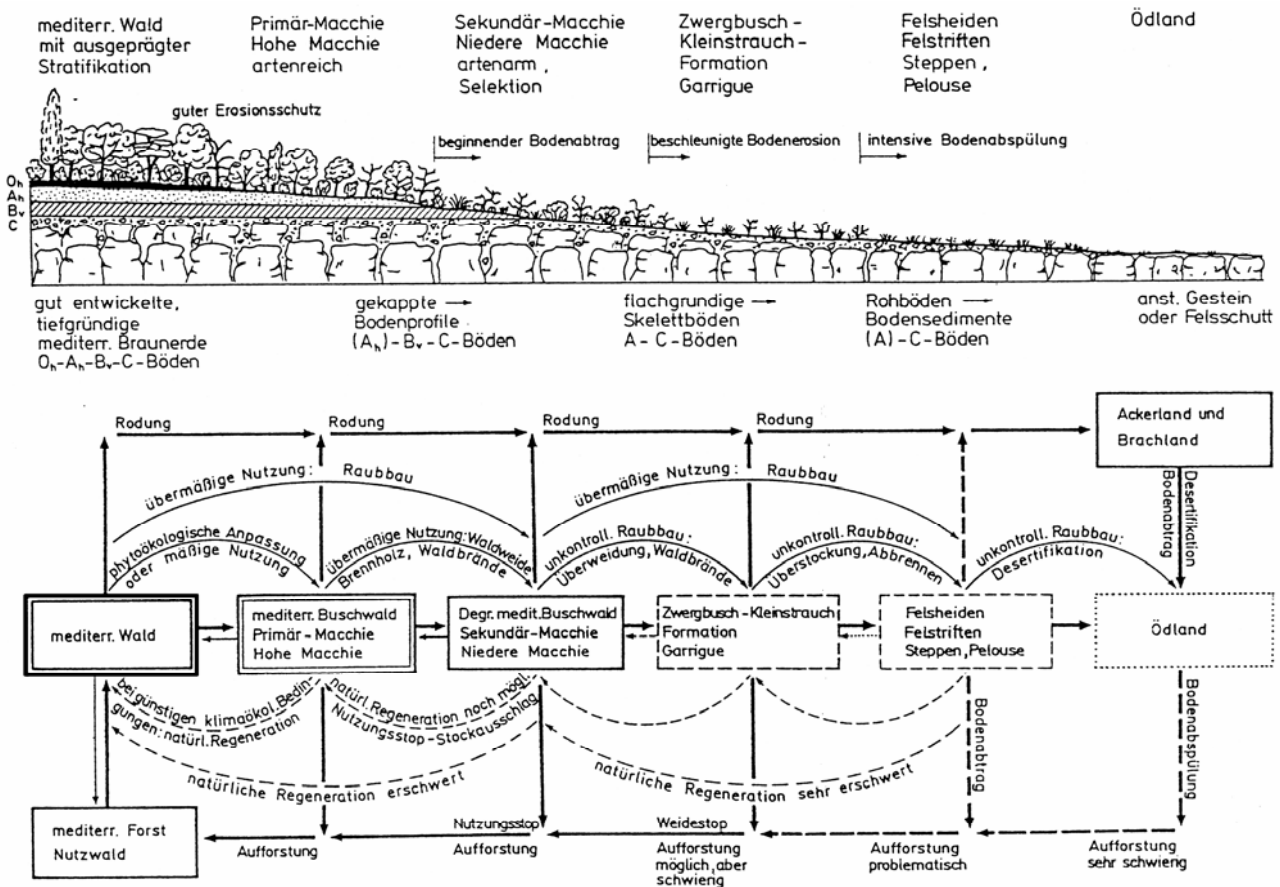


Abbildung 13 Degradationsformen des mediterranen Waldes. Sukzessions- und Regenerationsstadien auf Schlag-, Brand- und Weideflächen (Quelle: GIESSNER 1986, S. 79)

starken Winden im Winter, als auch hohen Temperaturen und der Trockenheit im Sommer trotzten (JUNTA DE ANDALUCÍA (CMA) 1997, S.16). Oberhalb der Baumgrenze werden die Gebirgszüge der *Sierra de María* von niedrigen, an die winterliche Schneebedeckung und die starken Winde angepassten Sträuchern geprägt, die in halbkugeliger Form wachsen und etwa einen halben Meter Höhe erreichen. Charakteristische Beispiele hierfür sind der blau blühende Stachelginster (*Erinacea anthyllis*) und der Kreuzblütler (*Vella spinosa*) mit seinen blassgelben kleinen Blüten, die von typischen Begleitarten wie dem Bergsteinkraut (*Alyssum montanum*), der Wildtulpe (*Tulipa australis*), dem Thymian (*Thymus serpyllodes ssp. gadorensis*) und dem Sonnenröschen (*Helianthemum canum ssp. pourretii*) gesäumt werden (BAUCH 2001, S. 38; JUNTA DE ANDALUCÍA (CMA) 1997, S. 18). Die Fels- und Hangschuttbereiche werden von seltenen, zum Teil endemischen Pflanzen, wie der Scharfen Fetthenne (*Sedum acre*) oder dem Hornkraut (*Cerastium boissieri*), sowie einigen Straucharten, beispielsweise dem Felsen-Kreuzdorn (*Rhamnus saxatilis*) oder der Niederliegenden Kirsche (*Prunus prostrata*), bestanden. Des Weiteren siedeln in Felsspalten, Ritzen und Höhlungen der Felsmassive ausgedehnte Wacholdergesellschaften (*Juniperus*), welche in der *Comarca Los Vélez* überwiegend vom Phönizischen Wacholder (*Juniperus phoenica*), gemischt mit Schwarzdorn (*Rhamnus lycioides*) und Granada-Zergmistel (*Cotoneaster granatensis*) bestimmt werden (BAUCH 2001, S. 38f.)

Durch das semi-aride Klima ist das rezente Vorkommen von Laubbäumen auf wenige Gebiete beschränkt. In den schattigen Lagen der Nordhänge sowie entlang der *Barrancos*, die tiefgründige Böden und auch im Sommer eine ausreichende Feuchtigkeit aufweisen, sind unter anderem Ahorn (*Acer*), Eiche (*Quercus*), Hagebutte (*Rosa canina*), Mehlbeere (*Sorbus aria*) und Buchsbaum (*Buxus sempervirens* var. *arborescens*) zu finden (BAUCH 2001, S. 37; JUNTA DE ANDALUCÍA (CMA) 1997, S. 16f).

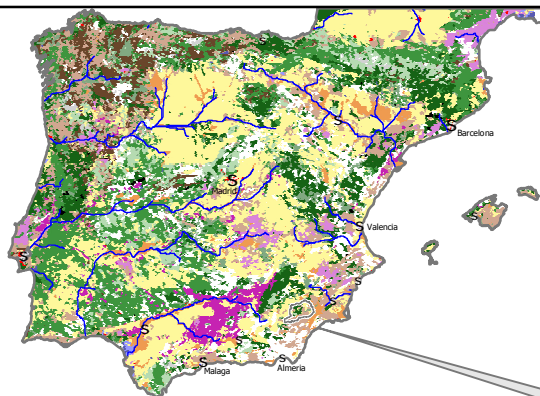
Entlang der Flüsse und Bäche, wo der Boden über ausreichend Wasser verfügt, kommen Weiden (*Salix purpurea*), Pappeln (*Populus*), Eschen (*Fraxinus*) und Ulmen (*Ulmus*), Geißblatt (*Lonicera*) und Klee (*Trifolium stellatum*) vor. Trockengefallene Flussbetten (*Ramblas*), die nur nach starken Regenfällen Wasser führen, werden von Pappeln (*Populus*), Tamarisken (*Tamarix africana*) und einzelnen Weiden (*Salix purpurea*) besiedelt. Während auf den Abhängen häufig dichte Brombeersträucher (*Rubus ulmifolius*) und Agaven (*Agave americana*) wachsen, finden sich im Flussbett dichte Bestände des Spanischen Rohrs (*Arundo donax*) (BAUCH 2001, S. 39ff).

Auf der Basis der von RIVAS MARTÍNEZ & PEINADO LORCA (1987, S. 36f) vorgelegten bioklimatischen Vegetationsstufenklassifikation können für das Untersuchungsgebiet drei Zonen ausgewiesen werden:

- Die **Mesomediterrane Stufe** bildet im Untersuchungsgebiet die unterste Stufe bis 1.400 m ü. NN und besteht aus "Büschelgras-Trockensteppen-Vegetation" (GEIGER 1970, S. 84), Halfgras (*Stipa tenacissima*), Artemisiaarten (*Artemisia herba-alba*), Rosmarin (*Rosmarinus officinalis*) und Thymian (*Thymus*) mit eingeschalteten *Matorrales*. Weitere charakteristische Pflanzen dieser Stufe sind *Retama sphaerocarpa*, *Rubia tinctorum*, *Osyris alba*, *Quercus coccifera*, *Centaurea antennata*, *Cystus fontanesii*.
- Die **Supramediterrane Stufe** reicht bis knapp 1.800 m ü. NN und wurde ursprünglich von Laubbaumarten und Xerophyten dominiert. Heutzutage beherrschen *Pinus* – Arten das Erscheinungsbild dieses Bereichs. Weiter charakteristische Pflanzen dieser Stufe sind *Salvia lavandulifolia*, *Amelanchier rotundifolia*, *Cistus laurifolius*, *Sorbus aria*, *Lonicera arborea*, *Saponaria ocymoides*.
- Oberhalb der Supramediterranen Stufe wird in der **Oromediterranen Stufe** die Baumgrenze erreicht und überschritten, in der nur vereinzelt Exemplare von *Pinus nigra* vorkommen. Dominierend sind Fels- und Felsschuttvegetationsgesellschaften mit Wacholderbeständen (*Juniperus*), Schwarzdorn (*Rhamnus lycioides*) und Stachelginster (*Erinacea anthyllis*). Weitere charakteristische Pflanzen dieser Stufe sind *Vella spinosa*, *Seseli montanum*, *Crepis operinoides*, *Juniperus sabina*, *Silene boryi*.

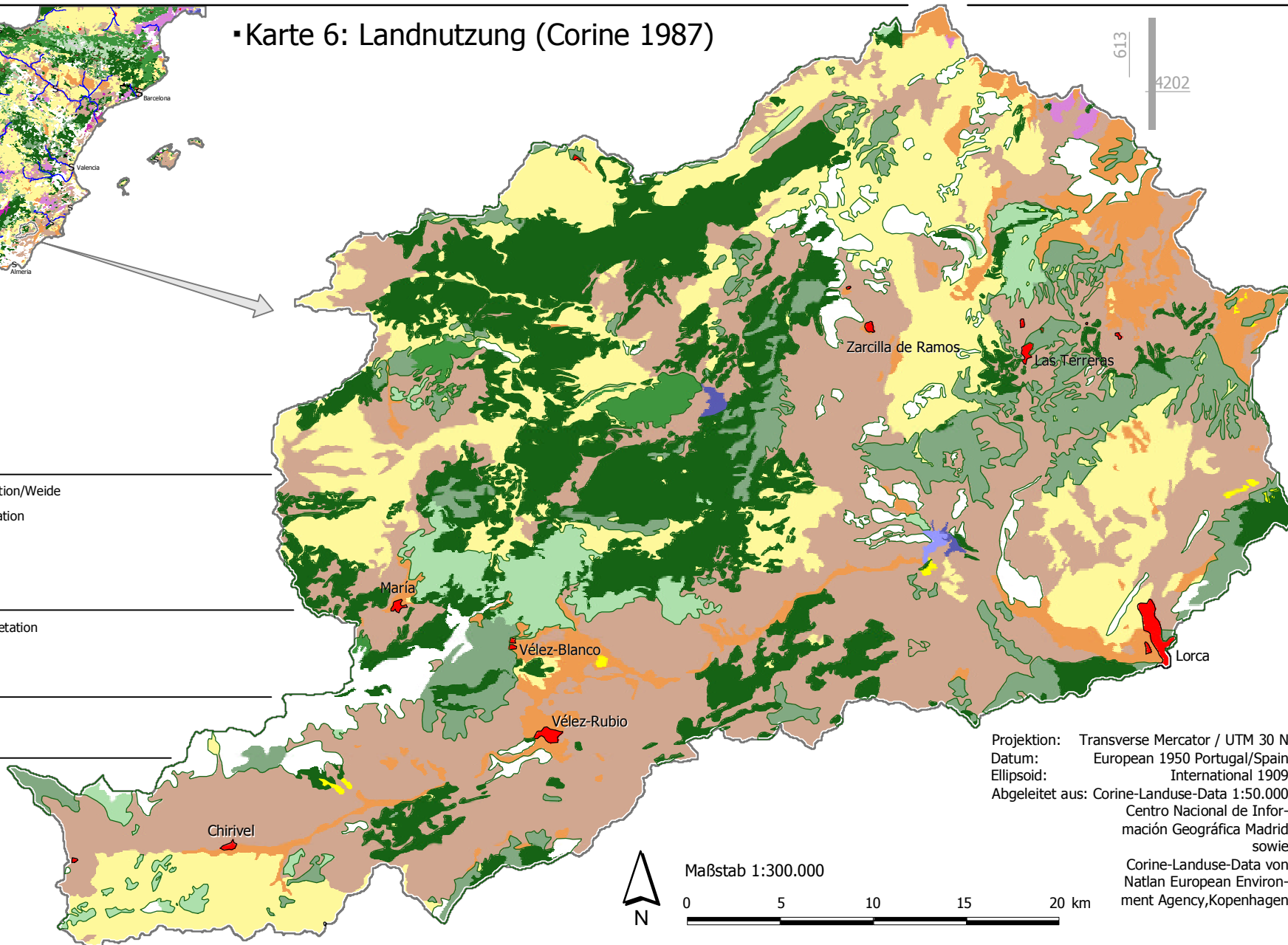
(vgl. BAUCH 2001; ERN 1966; JUNTA DE ANDALUCÍA (CMA) 1997)

▪ Karte 6: Landnutzung (Corine 1987)



- | | |
|---------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Acker- und Feldbau | <ul style="list-style-type: none"> Trockenfeldbau Blattfrüchte Wein Oliven Mischkulturen |
| Busch- und Waldveg. | <ul style="list-style-type: none"> Esparto-Vegetation/Weide Matorral-Vegetation Mischwald Nadelwald Moor/Heide |
| Ödland | <ul style="list-style-type: none"> Halbwüstenvegetation Brandflächen Fels |
| | <ul style="list-style-type: none"> Feuchtgebiete Gewässer Siedlung |

4160
550



613
4202

Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Corine-Landuse-Data 1:50.000
 Centro Nacional de Información Geográfica Madrid
 sowie
 Corine-Landuse-Data von
 Natlan European Environ-
 ment Agency, Kopenhagen

Maßstab 1:300.000
 0 5 10 15 20 km

2.7 Regional-historische Entwicklung

Die prähistorische und historische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes ist in den letzten Jahrtausenden von verschiedenen Kulturen der Iberischen Halbinsel, Nordafrikas bis hin zu den Phönizier, Kelten und Germanen sowie deren Landnutzungsweisen beeinflusst worden. Durch die geographische Lage, hat der Südosten Spaniens seit jeher, sowohl aus strategischer Sicht, im Hinblick auf die Kontrolle des westlichen Mittelmeerraums, als auch durch die agrarische Nutzung und den ausgeprägten Handel eine dominierende Stellung. Nachfolgende Abbildung beschreibt die zeitliche und archäologische Gliederung der verschiedenen Kulturen und historischen Ereignisse, die für den Untersuchungsraum relevant erscheinen.

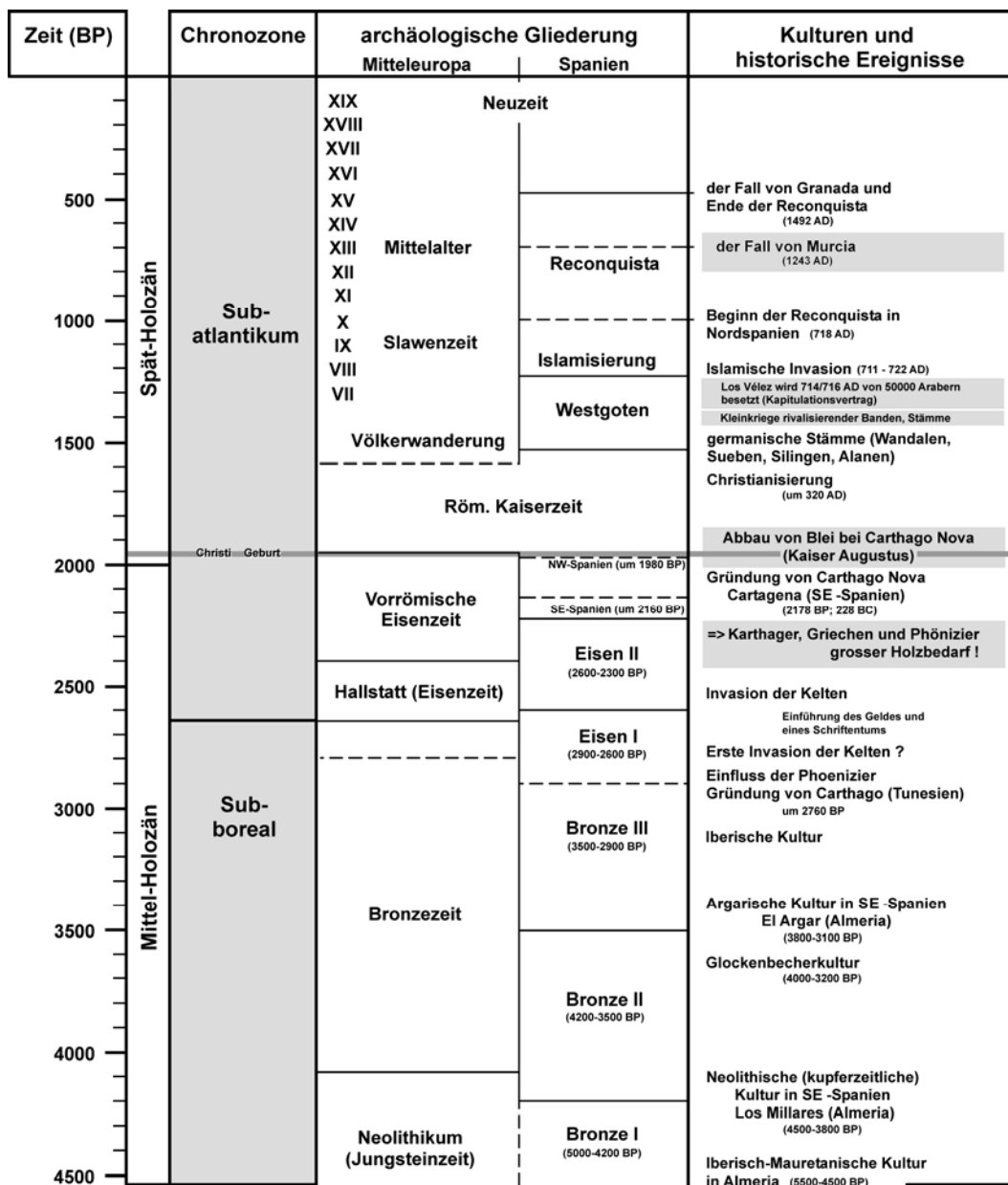


Abbildung 14 Zeitliche und archäologische Gliederung der wichtigsten kulturellen und historischen Ereignisse der letzten 4.500 Jahren BP (eigene Zusammenstellung nach verschiedenen Autoren: BENDALA GALÁN 1982a/b; BREUER & WEBER 1997; LENTISCO PUCHE 1995; ROTH 2001)

Die ersten eindeutigen archäologischen Belege für die Existenz von Menschen in der heutigen Provinz *Almería* datieren auf etwa 100.000 Jahre BP und fanden sich in der Höhle von *La Zájara* in der Nähe des Flusses *Almanzora*, die von Neanderthalern genutzt wurde (ROTH 2001, S. 59). Die Auswirkungen der paläolithischen und mesolithischen Kulturen auf die Umwelt waren sehr gering. Die trockengefallene Landbrücke an der Strasse von Gibraltar ermöglichte das Einwandern von Menschen aus Afrika. Im ausgehenden Paläolithikum erfolgte eine Besiedlung von Norden, über die Pyrenäen (BENDALA GALÁN 1982a, S. 81f). Eine der bekanntesten paläolithischen Funde in der Region *Los Vélez* ist die *Cueva de Ambrosio* an der nordwestlichen Grenze des Naturparks *Sierra María – Los Vélez*, in der Feuersteinwerkzeug gefunden wurden, die auf 17.000 bis 16.000 Jahre BP datieren. Die Jäger und Sammler nutzten die Höhle, wahrscheinlich während der Sommermonate zur Herstellung und Reparatur von Jagdwerkzeugen aus Flint. Des Weiteren wurden Höhlenmalereien und Knochen von Hirschen, Kaninchen und Pferden gefunden (LENTISCO PUCHE 1995, S. 48; ROTH 2001, S. 60).

Erst in der Jungsteinzeit vor etwa 6.000 Jahren beginnt in der sogenannten "neolithische Revolution" der Übergang von der Gesellschaft der Jäger und Sammler zu Bauern und Hirten (ROTH 2001, S. 60), die erstmals ihre nahe Umgebung durch ihre Wirtschaftsweise beeinflussten. Die Entwicklung der neusteinzeitlichen Gesellschaft legt damit den Grundstein für eine kontrollierte Landwirtschaft und die Domestizierung von Tieren. Die Menschen lebten noch immer in Höhlen, entwickelten aber bereits komplexe Gesellschaftsformen, die dem Einzelnen, je nach Fähigkeit und Bedeutung eine Rolle zuweist (BENDALA GALÁN 1982a, S. 84f). Die deutliche Abnahme der Baumpollen um 7.000 a BP von rund 70% auf 40% und die gleichzeitige Zunahme von Strauchpollen sowie Wachholder ist letztlich nur durch die zunehmende Weidenutzung zu erklären (MAY ET AL. 1992) und unterstreicht diese Entwicklung. Funde neolithischer Siedlungen finden sich im Untersuchungsgebiet am *Cerro de las Animas* (7.000 a BP), *Cerro de los López* (6.000 a BP) und *Cerro de las Canteras* (4.500 a BP) in fruchtbaren Flussniederungen, in denen Ackerbau möglich war. In der gesamten Region *Los Vélez* finden sich neolithische Höhlenmalereien, wie beispielsweise in der *Cueva de los Letreros* in der Nähe der Ortschaft *Vélez Blanco* (LENTISCO PUCHE 1995, S. 48).

Durch die Intensivierung der Landnutzung erfolgten erste anthropogen bedingte Landschaftsveränderungen, die FAUST (1995, S. 154; 1997, S. 59 ff) in seinen Untersuchungen zur holozänen Morphodynamik beschreibt. Die experimentellen Landnutzungstechniken führen zu "tiefen Einschnitten in die damaligen geomorphologischen Abläufe" (FAUST 1997, S. 61). Da das Holozän vom klimatischen Standpunkt als morphodynamische Stabilitätszeit einzustufen ist, wurden die morphodynamischen Aktivitätsphasen (Erosion und Sedimentation) im Holozän, in der Vorstellung von FAUST "hauptsächlich anthropogen ausgelöst, teilweise wurden sie schwach klimatisch unterstützt" (FAUST 1995, S. 154).

Den Übergang zur Bronzezeit markiert die *Los Millares* Kultur, die aufgrund einer neolithischen Siedlung in der Nähe von *Almería* (4.500 bis 3.800 a BP) benannt wurde. Erstmals sind architektonische Leitlinien erkennbar und religiöse Handlungen bei der Bestattung der Toten in Megalithgräbern dokumentiert (ROTH 2001, S. 60f). Eine weitere Kultur, noch ungeklärter Herkunft wird, nach einem der wichtigsten Fundorte, *El Argar* genannt (3.800 bis 3.100 a BP). Die Menschen leb-

ten vom Ackerbau, der Viehzucht und von der Metallverarbeitung. Es gibt Anzeichen dafür, dass bereits eine Differenzierung in verschiedene Berufe (Landwirte und Metallurgen) erfolgte (ROTH 2001, S. 61). Abbildung 15 gibt Aufschluss über die Verbreitung der *Argar*-Kultur und ihre Einflüsse auf die Iberische Halbinsel, deren Verbreitungsrichtung von Südosten her erfolgte.

Die nachfolgende Iberische Kultur wurde bereits stark von den griechischen und phönizischen Handelsplätzen an der Mittelmeerküste beeinflusst. In der Landwirtschaft wurde von den Phöniziern der mit Walzen ausgestattete Dreschschlitten sowie der Wein- und Olivenanbau eingeführt. Ein bedeutender Entwicklungsschritt war die Einführung des Geldes und die eines Schriftentums, was rund 2.500 Jahre BP durch einen griechischen Geschichtsschreiber festgehalten wurde, der erstmals den Namen *Iberia* verwendete (ROTH 2001, S. 62).

Der zunehmende Holzbedarf der Griechen, Phönizier und Karthager für den Schiffsbau, die Metallverarbeitung und als Bau- und Brennstoff, führte bereits vor 2.800 bis 2.200 Jahre BP zur weitreichenden Entwaldung der küstennahen Landstriche. Der Sieg der Römer über *Karthago* im Zweiten Punischen Krieg (220 vor Christus) veränderte zwar die Machtverhältnisse im Land, jedoch nicht den steigenden Holzbedarf. In diese Zeit fällt auch die Gründung von *Carthago Nova*, dem heutigen *Cartagena*. Bis zur Zeitenwende hatten die Römer nahezu die gesamte Iberische Halbinsel flächenhaft erschlossen und in verschiedene Provinzen aufgeteilt (siehe Abbildung 16). Sie bauten Strassen, Brücken, Wasserleitungen, Be- und Entwässerungskanäle und gründeten Städte an strategisch wichtigen Punkten. Neben den bedeutenden Bautätigkeiten und Siedlungsgründungen, sind die Übertragung der lateinischen Sprache und Schrift sowie die Einführung des römischen Rechts von Bedeutung, die die Romanisierung der Region vervollständigt (BREUER & WEBER 1997, S. 17f). Das Untersuchungsgebiet gehörte in der römischen Zeit zur *Hispania Citerior* (197 vor Christus), ab 27 vor Christus zum *Conventus Cartagenensis* der kaiserlichen

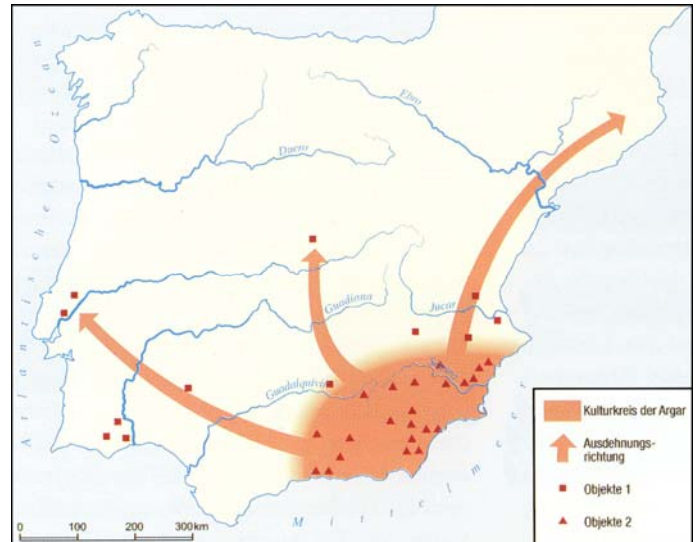


Abbildung 15 Die Verbreitung der Argar-Kultur und ihr Einfluss auf die Iberische Halbinsel (aus ROTH 2001, S. 62; verändert nach CABO 1983, S. 201)



Abbildung 16 Administrative Grenzen auf der Iberischen Halbinsel zur Zeit Kaiser Augustus (aus ROTH 2001, S. 64; verändert nach CABO 1983, S. 406)

Provinz *Tarraconensis* (ROTH 2001, S. 64). Die *Via Augusta*, die von *Cartago Nova (Cartagena)* nach *Castulo (Linares)* führte, stellte einen entscheidenden Entwicklungsfaktor für die Region dar. Die Ortschaft *El Villar* (heute *Chirivel*) sowie Teile des heutigen *Vélez Rubio* dienten als lokale Zentren für die Versendung von römischen Truppen. Kleinere Ortschaften wie *Las Almohallas*, *Leria* und *Alfahuara* waren für die landwirtschaftliche Versorgung der römischen Besatzer verantwortlich (LENTISCO PUCHE 1995, S. 50). Die lateinischen Namen (*Turruquena*, *Taibena*, *Marilena*, *Macián*, *Xiquena*) der damaligen römischen Landgüter (*villae*) haben sich teilweise bis heute erhalten (ROTH 2001, S. 65). Durch die technische Weiterentwicklung, vor allem durch die Einführung hydraulischer Systeme, wurden während der römischen Herrschaft große Mengen Kupfer, Silber, Eisen, Blei und Gold gefördert, die größtenteils aus *Hispania* exportiert wurden (BENDALA GALÁN 1982b, S. 162f).

Die Christianisierung der Region beginnt um 300 nach Christus. Im 5. und 6. Jahrhundert nach Christus war das Untersuchungsgebiet Schauplatz von etlichen Kleinkriegen, die nach der Invasion germanischer Stämme (*Sueben und Wandalen*) sowie der *Visigoten (Westgoten)* und lokalen Potentaten begonnen hatten. Aufgrund der inneren Streitigkeiten des Westgotenreiches veranlasste *Byzanz* Truppen des Kaisers *Justinian* zu entsenden. Durch die wachsende jüdische Präsenz, wurden in dieser Zeit zahlreiche Apartheidsgesetze verabschiedet, die unter anderem im 7. Jahrhundert nach Christus zur Unterstützung der muselmanischen Invasion (711 nach Christus) führten (ROTH 2001, S. 66).

Die Berber und nachfolgend die wesentlich zivilisierteren Araber, konnten innerhalb von sechs Jahren nahezu die gesamte Iberische Halbinsel erobern, ein deutlicher Beweis für das Machtvakuum, das die Römer hinterlassen hatte und das in den Wirren der Völkerwanderungszeit von den germanischen Westgoten nicht ausgefüllt werden konnte (BREUER & WEBER 1997, S. 19). Die Region von *Los Vélez* wurde 714 nach Christus von einem über 50.000 Mann starken arabischen Invasionsheer besetzt. In den folgenden Jahren gab es zahlreiche Auseinandersetzungen zwischen den verschiedenen islamischen Besatzungsmächten, die nach Errichtung des Emirats von *Córdoba* um 755 nach Christus beendet wurden. Während der Herrschaft des Kalifats von *Córdoba* (929 bis 1008/1031 nach Christus; vgl. Abbildung 17) herrschte im Untersuchungsgebiet größtenteils Frieden (ROTH 2001, S. 66f). Durch den Zerfall des Kalifats und der Bildung von 23 kleinen Königreichen begannen die Auseinandersetzungen erneut, die rund 180 Jahren andauerten. Die *Almohaden* verstanden nach ihrem Sieg über die *Almoraviden* in *Marrakesch* (1147 nach Christus) auch die Herrschaft über die spanischen Gebiete zu erlangen (siehe Abbildung 18), konnten diese aber nur bis Anfang des 13. Jahrhunderts halten (ROTH 2001, S. 68).



Abbildung 17 Grenzen auf der Iberischen Halbinsel während des Kalifats von *Córdoba* (aus ROTH 2001, S. 67; verändert nach CRUZ HERNANDEZ 1992, S. 453)

Der bedeutendste maurische Einfluss auf die Kulturlandschaft von Südspanien besteht eher in den Kulturtechniken als in den baulichen Strukturen. Die Einführung von ausgeklügelten Kanalsystemen, anspruchsvollen Bewässerungstechniken, einem eigenen Wasserrecht sowie der Einführung einer Vielzahl neuer Kulturpflanzen (Baumwolle, Maulbeerbaum für die Seidenraupenzucht, Reis, Hartweizen, Zitrusfrüchte, Granatapfel, Haselnuss, Feigen, Spargel und Artischocken) zeugen von einem hohen Kulturstand der Mauren, der das Wirtschaften teilweise bis heute prägt (BREUER & WEBER 1997, S. 19; SÁNCHEZ MARTINÉZ 1982, S. 314). Durch den Einsatz neuer Landnutzungstechniken und der Fruchtwechselwirtschaft wurden bis zu drei Ernten pro Jahr erzielt. Die Landwirtschaft stützte sich wie zur römischen Zeit auf die drei Hauptprodukte Getreide, Wein und Ölbaum, die sogenannte "Mediterrane Trilogie". Durch die Einführung von bis dahin unbekanntem trockenresistenten Getreidesorten wie Hartweizen und Sorghum, konnte der Ertrag im semi-ariden Südost-Spanien verbessert werden (SÁNCHEZ MARTINÉZ 1982, S. 305f). Der Anbau von Olivenbaumkulturen erfolgte primär für den Export von Olivenöl in den Orient. Trotz der islamischen Prohibition dehnte sich auch der Weinanbau aus, wobei der Verbrauch von frischen Trauben und die Trocknung zu Rosinen einen großen Teil davon ausmachten. Zur Minderung des Bodenabtrags, wurden die Rebstöcke vorwiegend am Hangfuß angepflanzt (SÁNCHEZ MARTINÉZ 1982, S. 311).



Abbildung 18 Administrative Grenzen auf der Iberischen Halbinsel während der Herrschaft der Almohaden (aus ROTH 2001, S. 69; verändert nach CRUZ HERNANDEZ 1992, S. 460)

Die christliche Wiedereroberung maurischer Territorien, die sogenannte *Reconquista*, hat die nachhaltigsten Spuren der Geschichte hinterlassen. Sie dauerte von 718 nach Christus, dem ersten Sieg der Christen in *Asturien*, bis zum Fall *Granadas* durch den Ansturm der vereinigten Heere der katholischen Könige *Isabella von Kastilien* und *Ferdinand von Aragón*, womit die *Reconquista* epochalen Charakter bekommen hatte (BREUER & WEBER 1997, S. 20). Bereits ab 1212 nach Christus wurde Andalusien durch die Rückeroberung der Christen zweigeteilt, was Veränderungen sowohl in demographischer Hinsicht als auch in der Land- und Besitzverteilung mit sich brachte. In dieser Zeit entstanden, aufgrund der langanhaltenden Konflikte zwischen den Christen und den Arabern, zahlreiche Befestigungs- und Verteidigungsanlagen zum Schutz der Bevölkerung. Die Bevölkerung konzentrierte sich auf die Siedlungen *Velad al Abiad* (weisse Erde, heute *Vélez Blanco*) sowie *Velad al Hamar* (rote Erde, heute *Vélez Rubio*). Die Landnutzung beschränkte sich auf die Flußauen und war wegen der ständigen Übergriffe der Kriegsparteien sehr eingeschränkt. Es wird angenommen, dass die montanen Regionen in dieser Zeit dicht bewaldet waren (LENTISCO PUCHE 1995, S. 51f). Die Festungen von *Vélez Blanco* und *Vélez Rubio* ergaben sich den Christen kampfflos im Jahre 1488 nach Christus (ROTH 2001, S. 72).

Die Neuaufteilung des Landes folgte dem Prinzip der Belohnung treuer Heeresführer und leitender Offiziere durch die Vergabe von Lehenstiteln. Dies führte zu einer neuen agrarsozialen Struktur, die für die ländlichen Eigentumsverteilungen und damit für die Betriebsgröße bis zum heutigen Tag größtenteils wirksam geblieben ist (BREUER & WEBER 1997, S. 20). Durch die Vertreibung der Juden Ende des 15. und Anfang des 16. Jahrhunderts sowie der noch verbliebenen *Moriscos* Anfang des 17. Jahrhunderts ging eine bedeutende Bevölkerungs- und Führungsschicht des Landes verloren. Ein landesweiter Niedergang der Wissenschaften sowie der Kulturtechniken und –fertigkeiten war die Folge. Die ehemals hochentwickelte Landwirtschaft war der extensiven Bewirtschaftungsweise des einfachen Landmanns gewichen. Durch die Erfahrungen der vergangenen Kriege wurde ausschließlich beweglicher Besitz als sicher angesehen, weshalb die extensive Schaf- und Ziegenhaltung gefördert wurde (BREUER & WEBER 1997, S. 21f). Dadurch etablierte sich ein landesweites Viehwegenetz, dessen ökonomische und soziale Bedeutung bereits durch die Monarchen im frühen Mittelalter erkannt und unterstützt wurde. Die Transhumanz entwickelte sich im 16. und 17. Jahrhundert zu einem charakteristischen und wichtigen Wirtschaftszweig, der durch die entstehenden Hirtenvereinigungen (*juntas, ligallos, mestas*) besondere Privilegien bekam (SCHIMANSKY 2002, S. 23). Um die jahreszeitlich angepasste Wanderbewegung der Herden zu sichern, kümmerten sich die Vereinigungen um die Erhaltung der Viehwege (*Cañadas*) und deren Infrastruktur, auf denen Millionen von Schafen im Wechsel zwischen Sommer- und Winterweiden durchzogen. Die Zucht des Merinoschafes, dessen Wolle sowohl in Spanien als auch im Ausland besonders beliebt war, bescherte Spanien mehrere Jahrhunderte wirtschaftlichen Reichtum und beschäftigte einen großen Teil der Bevölkerung als Hirten, Händler, Weidebesitzer und Fuhrmänner (SCHIMANSKY 2002, S. 23f). Für die Reinigung und Verarbeitung der Wolle waren Wassermühlen und Spinnmaschinen notwendig, was die industrielle Entwicklung förderte. Da die Weiterverarbeitung der Wolle zu Tuchen, Decken, Laken, Satteldecken und Kleidung in der Regel vor Ort stattfand, bildeten sich in den ländlichen Gebieten regionale Zentren der Textilherstellung. Mit dem Beginn der Moderne verlor die Transhumanz jedoch stark an Bedeutung, was unter anderem auf den Verlust des Wollmonopols in Europa im 19. Jahrhundert zurückzuführen ist und sich mit der Aufhebung der *Mesta* 1836 und der kommunalen *Desamortización* (Säkularisierung) 1855 verschärfte (SCHIMANSKY 2002, S. 23f).

Im 16. und 17. Jahrhundert wurde, durch den Übergang vom feudalistischen zu einem kapitalistischen System, vor allem von den christlichen Einwanderern eine radikale Bewirtschaftungsweise verfolgt, die den Wald ausschließlich als Ressource für die Versorgung mit Holz, als Jagdrevier und als Weideland nutzte. Diese agrarische Misswirtschaft sowie die Flächenerweiterungen auf Kosten des Waldes durch die weitreichenden, meist illegalen Abholzungen verstärkten die Bodenerosion im Untersuchungsgebiet (BRÜCKNER & HOFFMANN 1992, S. 107ff). Mitte des 18. Jahrhunderts wurde die Problematik erstmals erkannt, weshalb die Gerichte über eine gemeindliche Verteilung der Nutzung in der Region *Los Vélez* entschieden (LENTISCO PUCHE 1995, S. 53f). Durch die stark wachsende Bevölkerung im 19. Jahrhundert wuchs der Druck auf die Brach- und Waldflächen, der erst durch den Kauf großer Waldgebiete durch den spanischen Staat Ende des 19. Jahrhunderts sowie einer verbesserten forstwirtschaftlichen Verwaltung reduziert werden konnte (ROTH 2001, S. 84).

Die señorialen Strukturen sind maßgeblich für die "verpassten Chancen" Spaniens im 18. Jahrhunderts verantwortlich, da die damaligen Herrscher die Bedeutung der Industrialisierung für ihre Kernterritorien völlig verkannten (BREUER & WEBER 1997, S. 22). Es mangelte an einheimischem Kapital und Wirtschaftsgeist, lediglich im Baskenland und in Katalonien kam durch die Stahl- und Textilindustrie eine Industrialisierung in Gang. Als 1898 das spanische Königreich mit dem Verlust der letzten Übersee-Kolonien endgültig zusammenbrach, verfolgte die kastilische Zentralregierung den Kurs einer protektionistischen Wirtschaftspolitik, die Spanien isolierte (BREUER & WEBER 1997, S. 22). Andalusien (siehe Abbildung 19) war zu einer unterentwickelten Agrarregion geworden.

Die Landnutzung des heutigen Andalusien und deren Entwicklung wurde im 20. Jahrhundert durch die Militärdiktatur unter General *Franco* geprägt (1936 bis 1975). Die traumatischen Ereignissen des spanischen Bürgerkrieges (1936 bis 1939) sowie die Beteiligung im 2. Weltkrieg führten zu einer Rückständigkeit der Region, die viele junge Menschen zur Emigration veranlassten. Dieser teils dramatische Bevölkerungsrückgang führte zur Auflassung vieler ehemaliger Weiler. Erst seit den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts, und dem Beitritt Spaniens zur Europäischen Union, wurde durch die Modernisierung der Infrastruktur, durch Beschäftigungs-, Subventions- und Regionalförderprogramme eine wirtschaftliche Stabilisierung der Region erreicht. Durch den großflächigen Anbau von Mandelkulturen im Untersuchungsgebiet wird versucht, eine Hebung der Einkünfte im agraren Sektor zu fördern (ROTH 2001, S. 86).



Abbildung 19 Provinzgrenzen Spaniens im 19. und 20. Jahrhundert, mit den heutigen autonomen Regionen (aus ROTH 2001, S. 84)

3 Methoden, Datengrundlage und Datenprozessierung

3.1 Klimadaten

3.1.1 Datengrundlage und Datenkorrektur

Die Grundlage für sämtliche Klima-Ergebnisse sind die Datensätze des *Instituto Nacional de Meteorología* (INM) und der *Confederación Hydrográfica del Segura* (CHS, Murcia) folgender Stationen:

Tabelle 1 Bezeichnung, Lage und Datenverfügbarkeit der Klimastationen

Stationsname	CODE_CHS	Rechtswert	Hochwert	Hoehe ü.NN	Niederschlag	Temperatur
Topares	5060	567850	4191000	1187	X	X
Vélez-Rubio	7189A	581381	4167359	837	X	X
Lorca (Tirieza Alta)	7190	588870	4172990	780	X	
Lorca (Casco urbano)	7208	614750	4170380	335	X	X
Embalse de Valdeinfierno	7198	591140	4184570	699	X	X
María	7194	573825	4174256	1190	X	X
Dona Inés	7201-E	602070	4198360	758	X	X
Zaradilla de Totana	7206	613820	4193120	881	X	X
Embalse de Puentes	7205	604200	4177330	445	X	X
Tarragolla	02P04	585558	4200201	993	X	
Vélez Blanco	7185	579720	4172060	1087	X	
Chirivel	7187A	564734	4161531	1040	X	
Totana (Presa del Paretón)	7217	636040	4176310	211	X	X
Lorca (Estación de Cerealicultura)	7209	615760	4168230	316	X	
Lorca (San Julian)	7209E	620510	4173730	310	X	
Totana (Alquerias)	7214	625180	4188570	824	X	X
Totana (La Carrasca)	7215	624780	4190960	1046	X	
Sierra Espuña	7215A	625420	4191810	1488	X	
Totana (Morti)	7216	629060	4184560	430	X	
Alhama (Huerta de Espuña)	7219	630640	4191120	759	X	X
Totana (Sr.Muñoz)	7218A	631940	4183060	313	X	
Nogalte	05P04	592693	4163411	850	X	
Caravaca	7195	583300	4201900	942	X	
La Venta de castillo	05P03	588614	4171769	714	X	
Orce	5065	545711	4175130	929	X	
Vélez Rubio	7189E	584541	4162824	965	X	
Zarcilla de Ramos	7203	599123	4189050	642	X	
Juncosa	7207	616811	4183880	570	X	
S_7211	7211	605336	4158160	465	X	

In Tabelle 1 ist der Name, der Code sowie die geographische Lage (UTM30N) der Klimastationen aufgelistet. Die Stationen, die aufgrund ihres Datenumfangs und ihrer kohärenten Zeitreihen für exemplarische Analyse- und Darstellungszwecke ausgewählt wurden, sind gelb hinterlegt. Die räumliche Verortung ist teilweise aus Abbildung 7 sowie aus den Karten 2, 3, 7 und 9 zu entnehmen.

Nachfolgend ist die zeitliche Datenverfügbarkeit für die Niederschlags- und Temperaturmessstationen dargestellt.

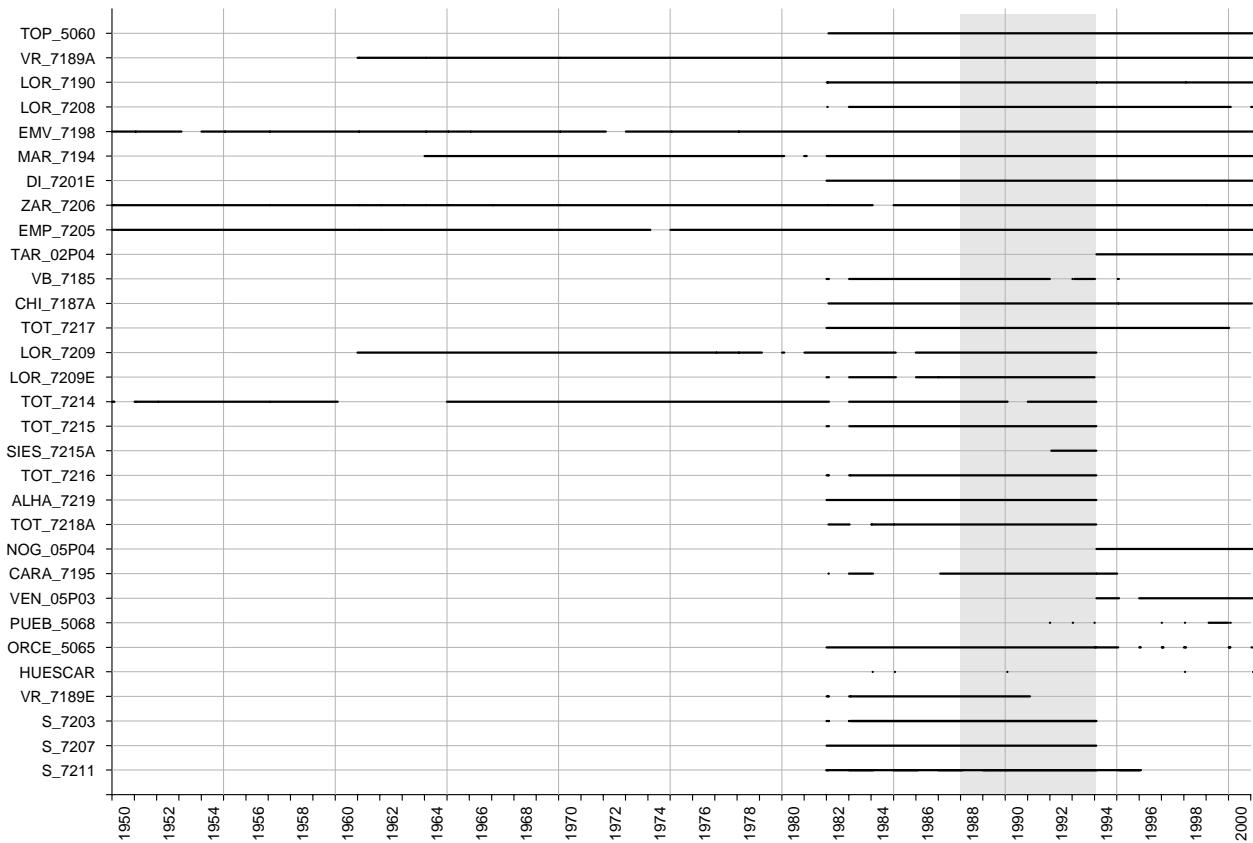


Abbildung 20 Zeitliche Verfügbarkeit der Niederschlagsdaten an den Messstationen

Aus den Abbildungen 20 und 21 wird die zeitliche Verfügbarkeit der Niederschlags- und Temperaturdaten für das Untersuchungsgebiet deutlich. Von den 31 dargestellten Niederschlagsstationen konnten aufgrund der Datenkohärenz lediglich 26 verwendet werden. Die schwarzen Linien charakterisieren die Zeiträume, in denen Tagesniederschlagssummen beziehungsweise minimale, maximale und/oder mittlere Tagestemperaturen zur Verfügung stehen. Der hellgrau hinterlegte Bereich kennzeichnet das Zeitintervall der hydrologischen Modellierung (vgl. Kapitel 4.3), der unter Berücksichtigung aller Parameter und der räumlichen Verteilung die beste Datenverfügbarkeit zeigt und deshalb als Zeitraum (1988 bis 1993) für die Modellierung ausgewählt wurde.

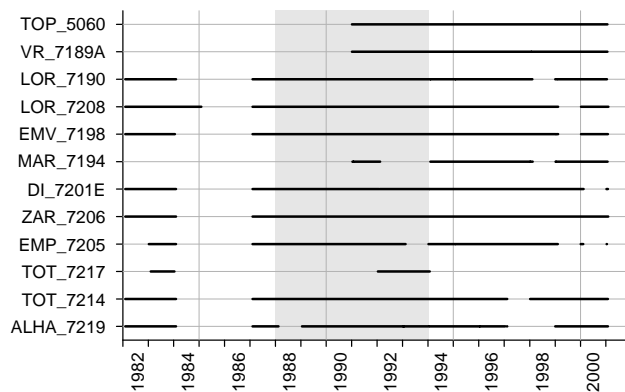


Abbildung 21 Zeitliche Verfügbarkeit der Temperaturdaten an den Messstationen

Nachfolgend werden die Zeitreihen der acht ausgewählten Niederschlagsstationen beschrieben, und erläutert wie Datenlücken bei der Auswertung berücksichtigt wurden.

Die Tagesniederschlagssummen der Messstation *Vélez-Rubio* (7189A) liegen als Datensatz vom 1.1.1961 bis 31.12.2000 (Datenlücken August 1961, 1964, 1970) vor. Für die Station *Embalse de*

Valdeinfierno (7198) stehen Niederschlagsdaten vom 1.1.1950 bis 31.12.2000 (Datenlücken Januar 1954 & 1973 sowie August 1951, 1955, 1957, 1961, 1964, 1965, 1966, 1970, 1975, 1978), für *Lorca* (7208) vom 1.1.1983 bis 31.12. 2000 (Datenlücken April & August 1995), für *María* (7194) vom 1.1.1964 bis 31.12.2000 (Datenlücken August 1975 sowie Januar & August 1982), für die Station *Zarcilla de Totana* (7206) vom 1.1.1950 bis 31.12.2000 (Datenlücken August 1950, 1957, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1967, 1970, 1982; März 1999; Aug. bis Okt. 1984), für *Chirivel* (7187A) vom 1.10.1982 bis 30.6.2001 (Datenlücke August 1995) und für *Doña Inés* (7201E) vom 1.1.1982 bis 30.09.2001 zur Verfügung.

Die Niederschlags- und Temperaturdaten wurden auf Kontinuität geprüft. Datenlücken für die Niederschlagsdaten ergaben sich vorwiegend im August und vereinzelt in anderen Monaten (vgl. gelb hinterlegte Werte in Tabelle T1 bis T7). Bei den Niederschlagsdaten fehlten des Weiteren einzelne Tage in den Datensätzen, die im Vergleich zu den benachbarten Klimastationen Niederschlag aufweisen müssten. Diese Rohwerte wurden nicht korrigiert respektive interpoliert. Die Zeitreihen der Tageswerte wurden anschließend zu Monats- und Jahreswerten zusammengefasst. Eine Summenbildung bzw. Mittelwertbildung erfolgte nur, wenn der Datensatz kohärent und vollständig war. Fehlte lediglich ein einziger Tageswert, so wurde aus den Rohdaten kein Monatsmittel bzw. Monatssumme gebildet. Die Monats- und Jahresniederschlagssummen sind in den Tabellen T1 bis T7 im Anhang und die Monats- und Jahresmittelwerte der Temperatur in den Tabellen T8 bis T10 im Anhang zusammengestellt.

Für eine klimatologische Betrachtung ist es sinnvoll, möglichst lange Zeitreihen zu analysieren. Dabei wurden ausschließlich Datensätze berücksichtigt, die keine oder wenige Datenlücken aufweisen um mögliche Fehler durch die Interpolation fehlender Werte zu minimieren. Datensätze mit häufigen oder großen Datenlücken wurden von der Analyse ausgeschlossen. Aus den vorliegenden Rohdaten (vgl. Tabelle 1 und Abbildung 20) wurden acht Stationen ausgewählt, die im Vergleich zu den benachbarten Klimastationen kontinuierliche und kohärente Daten aufweisen. Fehlende Niederschlagsmonatssummen wurden durch den Vergleich der gemessenen Monatswerte mit benachbarten Stationen, auf der Basis eines statistischen, linearen Schätzverfahrens in Anlehnung an DUBREUIL (1974) und ESTÉBANEZ & BRADSHAW (1978) ermittelt. Dafür wurde die bivariate Verteilung der maximal zur Verfügung stehenden Monatsniederschlagssummen mittels einer Regressions- und Korrelationsanalyse untersucht. Des Weiteren wurde mithilfe des *t-Tests* überprüft, ob ein statistisch signifikanter Zusammenhang (Signifikanzniveau α) zwischen den Monatssummen der jeweiligen Stationen besteht. Die Ergebnisse dieses Schätzverfahrens werden differenziert nach den jeweiligen Stationen in Tabelle 2 dargestellt. Aufgeführt ist die Stationsbezeichnung, der jeweilige Monat mit mindestens einer Datenlücke, die benachbarten Vergleichsstationen, die Anzahl der für die Berechnung zur Verfügung stehenden Monatssummen (N), das Bestimmtheitsmaß ($B = r^2$), der PEARSONSche Produktmoment-Korrelationskoeffizient (r), das Signifikanzniveau (α), sowie die Regressionsgleichung. Datenlücken wurden mithilfe der linearen Regressionsgleichung geschätzt, wenn ein signifikanter Zusammenhang ($\alpha < 0.1$) gegeben war. Die gelb hinterlegten Zeilen zeigen die Stationen mit dem jeweilig größten Korrelationskoeffizienten, welche für die Schätzung der fehlenden Werte verwendet wurden.

Tabelle 2

Resultate der Regressions- und Korrelationsanalyse sowie des t-Tests zur Schätzung fehlender Monatsniederschlagssummen; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS (*Murcia*)

Station	Monat	Station	N	r ²	r	α	Regression
EMV_7198	Januar	EMP_7205	49	0.53	0.73	<0.01	$y = 0.92x + 5.79$
	Januar	ZAR_7206	50	0.37	0.60	<0.01	$y = 0.45x + 10.91$
	Januar	MAR_7194	36	0.65	0.81	<0.01	$y = 0.64x - 0.81$
	August	EMP_7205	41	0.30	0.54	<0.01	$y = 0.41x + 4.67$
	August	ZAR_7206	36	0.38	0.62	<0.01	$y = 0.45x + 3.81$
	August	MAR_7194	31	0.58	0.76	<0.01	$y = 0.55x + 3.65$
EMP_7205	Januar	EMV_7198	49	0.53	0.73	<0.01	$y = 0.58x + 6.70$
	Januar	VR_7189A	40	0.36	0.60	<0.01	$y = 0.39x + 8.22$
	Januar	LOR_7208	19	0.82	0.91	<0.01	$y = 0.87x + 5.07$
	Januar	ZAR_7206	51	0.54	0.74	<0.01	$y = 0.44x + 7.17$
	August	EMV_7198	41	0.30	0.54	<0.01	$y = 0.71x + 2.32$
	August	VR_7189A	37	0.25	0.50	<0.01	$y = 0.47x + 4.82$
	August	LOR_7208	19	0.78	0.88	<0.01	$y = 0.84x + 0.98$
	August	ZAR_7206	41	0.37	0.61	<0.01	$y = 0.57x + 2.56$
VR_7189A	August	MAR_7194	34	0.25	0.50	<0,02	$y = 0.60x + 4.33$
	August	CHI_7187A	19	0.02	0.14	>0.1	$y = 0.24x + 4.44$
	August	EMV_7198	34	0.12	0.35	<0.05	$y = 0.77x + 6.52$
	August	EMP_7205	37	0.25	0.50	<0.01	$y = 0.53x + 4.71$
ZAR_7206	Februar	EMV_7198	50	0.74	0.86	<0.01	$y = 1.13x + 1.99$
	Februar	EMP_7205	50	0.72	0.85	<0.01	$y = 1.47x + 0.19$
	Februar	DI_7201E	18	0.89	0.94	<0.01	$y = 1.57x - 2.70$
	März	EMV_7198	51	0.54	0.74	<0.01	$y = 0.85x + 11.03$
	März	EMP_7205	51	0.63	0.80	<0.01	$y = 1.18x + 6.72$
	März	DI_7201E	19	0.85	0.92	<0.01	$y = 1.11x + 4.98$
	Juni	EMV_7198	51	0.65	0.81	<0.01	$y = 0.72x + 5.08$
	Juni	EMP_7205	51	0.76	0.87	<0.01	$y = 0.95x + 2.15$
	Juni	DI_7201E	19	0.81	0.90	<0.01	$y = 1.07x + 1.81$
	August	EMV_7198	36	0.38	0.62	<0.01	$y = 0.85x + 2.69$
	August	EMP_7205	41	0.37	0.61	<0.01	$y = 0.65x + 4.65$
	August	DI_7201E	19	0.95	0.97	<0.01	$y = 0.89x + 2.02$
	September	EMV_7198	50	0.22	0.47	<0.01	$y = 0.33x + 13.46$
	September	EMP_7205	50	0.21	0.46	<0.01	$y = 0.41x + 12.37$
	September	DI_7201E	18	0.32	0.57	<0.1	$y = 0.24x + 12.55$
	Oktober	EMV_7198	50	0.52	0.72	<0.01	$y = 0.63x + 17.36$
	Oktober	EMP_7205	50	0.72	0.85	<0.01	$y = 0.83x + 9.80$
	Oktober	DI_7201E	21	0.64	0.80	<0.01	$y = 0.83x + 19.50$
	Dezember	EMV_7198	50	0.69	0.83	<0.01	$y = 0.91x + 6.14$
	Dezember	EMP_7205	50	0.69	0.83	<0.01	$y = 1.24x + 4.69$
Dezember	DI_7201E	18	0.72	0.85	<0.01	$y = 0.88x + 5.18$	
MAR_7194	Januar	EMV_7198	36	0.65	0.81	<0.01	$y = 1.02x + 15.08$
	Januar	VR_7189A	37	0.76	0.87	<0.01	$y = 0.88x + 11.89$
	Februar	EMV_7198	36	0.83	0.91	<0.01	$y = 1.16x + 7.63$
	Februar	VR_7189A	36	0.43	0.65	<0.01	$y = 0.60x + 21.0$
	März	EMV_7198	37	0.73	0.85	<0.01	$y = 0.99x + 9.36$
	März	VR_7189A	37	0.87	0.93	<0.01	$y = 1.14x - 1.24$
	April	EMV_7198	37	0.88	0.94	<0.01	$y = 1.14x + 2.89$
	April	VR_7189A	37	0.81	0.90	<0.01	$y = 1.04x + 2.97$
	Mai	EMV_7198	37	0.54	0.74	<0.01	$y = 1.07x + 5.12$
	Mai	VR_7189A	37	0.48	0.70	<0.01	$y = 0.62x + 13.29$
	Juni	EMV_7198	37	0.68	0.82	<0.01	$y = 0.83x + 4.23$
	Juni	VR_7189A	37	0.55	0.74	<0.01	$y = 0.55x + 5.28$
	Juli	EMV_7198	37	0.11	0.33	<0.05	$y = 0.27x + 3.89$
	Juli	VR_7189A	37	0.42	0.65	<0.01	$y = 0.63x + 2.41$
August	EMV_7198	31	0.58	0.76	<0.01	$y = 1.04x + 0.26$	

Station	Monat	Station	N	r ²	r	α	Regression
	August	VR_7189A	34	0.25	0.50	<0.1	y = 0.42x + 5.24
	September	EMV_7198	37	0.75	0.87	<0.01	y = 1.06x + 1.08
	September	VR_7189A	36	0.81	0.90	<0.01	y = 0.72x + 8.25
	Oktober	EMV_7198	37	0.67	0.82	<0.01	y = 1.09x + 4.40
	Oktober	VR_7189A	37	0.76	0.87	<0.01	y = 0.93x - 0.17
	November	EMV_7198	37	0.72	0.85	<0.01	y = 1.24x + 3.96
	November	VR_7189A	37	0.69	0.83	<0.01	y = 0.96x + 8.18
	Dezember	EMV_7198	36	0.76	0.87	<0.01	y = 1.48x + 2.39
	Dezember	VR_7189A	36	0.59	0.77	<0.01	y = 1.13x + 5.74
CHI_7187A	August	VR_7189A	18	0.02	0.14	>0.1	y = 0.08x + 3.04
	August	MAR_7194	18	0.08	0.29	>0.1	y = 0.15x + 2.38
	August	EMP_7205	18	0.02	0.14	>0.1	y = 0.06x + 3.05
	August	LOR_7208	18	0.03	0.17	>0.1	y = 0.07x + 3.0
LOR_7208	April	EMP_7205	18	0.90	0.95	<0.01	y = 0.57x + 3.50
	April	ZAR_7206	18	0.45	0.67	<0.05	y = 0.39x + 6.41
	August	EMP_7205	19	0.78	0.88	<0.01	y = 0.93x + 0.50
	August	ZAR_7206	18	0.71	0.84	<0.01	y = 0.71x - 0.14
	Dezember	EMP_7205	17	0.73	0.85	<0.01	y = 0.62x + 4.19
	Dezember	ZAR_7206	16	0.72	0.85	<0.01	y = 0.61x + 1.62

Die Monatsniederschlagssumme des August 1961 konnte nicht nach dem oben beschriebenen Verfahren durchgeführt werden, da der Wert für sämtliche Stationen fehlte. Des Weiteren konnte für die Station *Chirivel* für den August 1995 keine adäquate Referenzstation gefunden werden (vgl. Tabelle 2). In diesen Fällen wurden die Monatsniederschlagssummen durch Mittelwertbildung der Monate des maximal zur Verfügung stehenden Zeitraums interpoliert.

Die korrigierten Monatswerte waren in einem weiteren Schritt Grundlage für die Berechnung der korrigierten Jahresniederschlagssummen. Durch die Interpolation der Monatswerte, die für eine klimatologische Betrachtung und eine Trendanalyse notwendig sind, treten Unter- bzw. Überbewertungen der Niederschlagssummen auf, die berücksichtigt und bewertet werden müssen. Des Weiteren wird durch dieses Vorgehen die Variabilität gedämpft, da die natürlichen Schwankungen, besonders durch die Mittelwertbildung verändert werden. Die Korrekturen der häufig fehlenden August-Werte, bewirken bei den Jahresniederschlagssummen nur geringfügige Veränderungen, da die meist extrem trockenen Sommermonate ohnehin nur Niederschlagssummen zwischen 0mm und 20mm aufweisen. Der zu erwartende Fehler liegt demnach (mit Ausnahmen) in diesem Schwankungsbereich und verfälscht die Jahresniederschlagssummen um weniger als +/- 5%.

Größere Auswirkungen haben dagegen Korrekturen in Monaten mit "relativ" hohen Niederschlagssummen und ausgeprägter Variabilität. Niederschläge unterschiedlichen Ausmaßes sind zu jeder Zeit potentiell möglich, weshalb der Betrag des möglichen Fehlers steigt. Aus diesem Grund müssen die angegebenen Werte der Jahre, mit mehr als einem korrigierten Monat, kritisch betrachtet werden (*Zarcilla de Totana*: 1984 und 1995; *María*: 1982; *Lorca*: 1995). Die interpolierten Monatssummen sind in der Tabelle der Monatsniederschlagssummen T1 bis T7 (im Anhang) aufgeführt und gelb hinterlegt. Wie bereits ausgeführt, fehlt in der Datenreihe häufig der Monat August, da in dieser heißen und trockenen Jahreszeit manche Stationen aufgrund der Urlaubszeit nicht betreut wurden. Im Vergleich zu benachbarten Niederschlagsmessstationen fällt allerdings

auf, dass die Monatssummen der Niederschläge im August, mit Ausnahmen sehr gering sind (vgl. nachstehende Tabelle 3).

Tabelle 3 Monatsniederschlagssummen im August an sechs ausgewählten Messstationen; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS (Murcia)

	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
EV_7198		7,0	3,7				9,0	19,0	26,0		0,0	3,0	22,0	10,0		38,0	2,0		0,0	16,0
EP_7205			3,7	30,8	42,7	0,0	6,9	7,6	13,4		0,6	5,8	19,8	63,7	27,0	63,0	7,3	0,3	0,0	8,0
VR_7189A		102,5	13,5		9,4	0,0	24,5	1,5	7,5		1,0	12,5	10,0	43,2	0,0	41,1	8,9	0,4	0,0	4,5
ZAR_7206						0,0		7,2	9,4		0,0	14,7	0,7	47,2	35,8	33,8	37,2	0,5	0,0	5,2
MAR_7194				2,2	17,5	1,4	9,6	14,9	8,5	0,2	3,1	6,1	4,5	26,0		70,0	5,8	6,7	0,0	14,9
LOR_7208														59,2						

	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
EV_7198	24,0	9,0	32,0	8,5	0,0	0,0	13,0	0,0	17,5	0,0	0,0	2,0	0,0	11,5	20,5	0,0	2,0	1,5	0,5	0,0	0,0
EP_7205	4,3	1,0	11,4	1,4	0,0	0,5	12,5	0,0	6,3	13,6	0,0	2,0	0,0	0,0	13,2	0,0	2,8	0,0	3,3	4,6	0,0
VR_7189A	26,0	3,0	21,0	0,0	0,0	4,5	10,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	83,5	0,0	5,5	10,0	0,0	0,0	15,0
ZAR_7206	15,3		63,7		0,0	0,0	25,0	0,0	26,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	14,0	10,0	2,0	0,0	1,0	0,0	0,0
MAR_7194	20,5		47,5	2,5	0,0	4,0	17,0	0,0	0,0	10,0	0,0	1,0	0,0	6,0	10,0	0,0	11,0	4,0	0,0	0,0	0,0
LOR_7208			35,6	0,0	0,0	0,0	14,5	0,0	1,5	0,0	0,0	1,1	0,3	0,0		0,0	1,6	9,8	0,0	0,0	0,0

In Tabelle 3 sind die Augustniederschlagssummen von sechs ausgewählten Stationen der Jahre 1961 bis 2001 aufgelistet. Fehlende Werte sind mit gelber Farbe hinterlegt, Monatssummen von mehr als 50 mm / 80 mm / 100 mm Niederschlag sind blau gekennzeichnet. Auffallend sind vereinzelte hohe Monatsniederschlagssummen zwischen 50 und 100 mm, wobei die generelle sommerliche Trockenheit im Monat August deutlich wird. Im August 1962 fielen beispielsweise an der Klimastation in *Vélez-Rubio*, verteilt auf 9 Niederschlagstage (größer 1 mm), 102 mm Niederschlag. Am 24.08. wurden 32 mm, am 25.08. 24 mm und am 26.08.1962 wurden 18 mm Niederschlag registriert. Allerdings hatte es vor dem ersten Niederschlagsereignis (04.08.1962) im August 1962 60 Tage nicht geregnet. Ähnlich gestaltet sich das Bild im August 1995 an der gleichen Station, als an 4 Tagen mehr als 80 mm Niederschlag fielen. Maßgebend dafür war ein Starkniederschlagsereignis am 23.08.1995, an dem 66 mm Niederschlag gemessen wurden.

Dominierend sind allerdings die August-Monate, an denen wenig bis gar kein Niederschlag aufgezeichnet wurde. So waren von den in Tabelle 3 aufgelisteten 197 August-Monaten der 6 Stationen, 79 (40 %) gänzlich ohne Niederschlag. In 112 Monaten (57 %) fiel jeweils weniger als 5 mm, in 138 Monaten (70 %) weniger als 10 mm Regen, und lediglich in 31 (16 %) der 197 Monate konnte eine monatliche Niederschlagssumme von größer als 20 mm erreicht werden. Auffallend ist das zeitgleiche Auftreten von erhöhten Niederschlagssummen im Monat August an den benachbarten Messstationen. So weisen die Jahre 1962, 1974, 1976, 1983 und 1995 vergleichsweise hohe Monatsniederschlagssummen im August auf. Demgegenüber steht eine ausgesprochene Trockenheit des Monats August von 1990 bis 1994 und 1996 bis 2001.

Bei den Temperaturdaten waren die Datenlücken meist zu groß um diese sinnvoll ergänzen zu können (vgl. Tabellen T8 bis T10 im Anhang). Deshalb wurde auf eine Interpolation der fehlenden Temperaturdaten verzichtet. Im Gegensatz zum sporadisch respektive episodischen Auftreten von Niederschlagsereignissen, und den damit verbundenen Schwierigkeiten bei der Datenergänzung, ist die Interpolation von vergleichsweise kontinuierlichen Temperaturdaten mit weniger Problemen behaftet. Die kleinräumigen Unterschiede und Variabilitäten zwischen den Klimastationen sind bei der Temperaturregistrierung nicht so ausgeprägt wie bei der Niederschlagsmessung.

3.1.2 Flächeninterpolationsverfahren für Niederschlags- und Temperaturdaten

Für eine flächenhafte Darstellung von Niederschlags- und Temperaturdaten ist es notwendig die punktuell gemessenen Stationswerte anhand eines geeigneten Interpolationsverfahrens in die Fläche zu überführen. Dabei werden diskret vorliegende räumliche Informationen in kontinuierliche räumliche Informationen transformiert (BURROUGH 1998, S. 98). Mit dieser Problematik haben sich eine Vielzahl von Autoren in unterschiedlichen Regionen beschäftigt und die Ergebnisse werden zum Teil sehr kontrovers diskutiert (vgl. u.a. CORRADINI 1985, S. 19ff; RODRIGUEZ-ITURBE & EAGLESON 1987, S. 183ff; ISAACS & SRIVASTAVA 1989, S. 257; ICONA 1992, S. 16ff; ICONA 1993, S. 15ff; COX 1995, S. 20ff; BURROUGH 1998, S. 98; BOER 1999, S. 127; BRAUN & SAURER 1999, S. 48ff; SCHULLA & JASPER 2000, S. 11 & 128; POST 2002, S. 19ff).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 5 Interpolationsverfahren getestet, um die räumliche Temperatur- und Niederschlagsverteilung möglichst naturgetreu und flächenspezifisch wiedergeben zu können. Alle verwendeten Verfahren sind in der Literatur mehrfach beschrieben (BAILEY 1994, S. 13ff; BURROUGH 1998, S. 98ff; BRAUN & SAURER 1999, S. 49), und in verschiedenen GIS-Software-Programmen umgesetzt (z.B. ESRI-ArcGIS 8.3, ESRI-ArcView 3.3, Erdas Imagine 8.7).

Das *Thiessen-Polygonverfahren* ist die einfachste Methode Punktdaten in die Fläche zu überführen. Es stellt eine vereinfachte Version der abstandsgewichteten (horizontalen) Interpolation nach dem *Inverse Distance Weighting* (IDW) dar, welche räumliche Variation in die Interpolation mit einbezieht (vgl. ISAACS & SRIVASTAVA 1989, S. 257). Dabei wird ein Zusammenhang der Datenpunkte zur Entfernung der neu generierten Rasterpunkte vorausgesetzt (SCHULLA & JASPER 2000, S. 11). Bei dem Thiessen-Polygonverfahren wird ein polygonales Netz erzeugt, indem der Abstand zwischen den jeweiligen Punktdaten halbiert wird (vgl. Abbildung 23). Die *Dreiecksnetz-Polygonmethode* (*triangular meshes*) verbindet die Punkte mit der Vorgabe der Einhaltung der kürzesten Distanz und erzeugt so ein unregelmäßiges Dreiecksnetz (*Triangle Irregular Network TIN*), das den einzelnen Dreiecken den jeweiligen gemittelten Wert zuweist. Die abstandsgewichtete Interpolation (IDW) ist ein weit verbreitetes räumliches Interpolationsverfahren. Sie basiert auf der Annahme, dass der Wert einer Messgröße an einem Punkt durch die Entfernung der Interpolationsstelle zu den verschiedenen Stützstellen, respektive den Stationsstandorten und deren Messwerte beschrieben werden kann. Dabei ist die Abhängigkeit des Interpolationswertes von der Distanz zu den Stützstellen umgekehrt proportional (ISAACS & SRIVASTAVA 1989). Weitere Interpolationsver-

fahren sind *Kriging* und *Spline* (vgl. BAILEY 1994, S. 13ff; BURROUGH 1998, S. 98ff; BRAUN & SAURER 1999, S. 49).

Die nachfolgenden Abbildungen zeigen die Interpolationsverfahren am Beispiel des Untersuchungsgebietes, für einen Transekt von *Topares* über *María* nach *Chirivel* (Abbildung 22) sowie als flächeninterpolierte Darstellung des Gebietsniederschlags (Abbildung 23). Orographische Effekte wurden unter Verwendung einer *Spline-Interpolation* berücksichtigt, indem sowohl die Niederschlagssummen, als auch die Temperaturwerte räumlich mit der Geländehöhe in Beziehung gesetzt wurden. Die Vorgehensweise hierfür war die Berechnung eines DHM's, ausschließlich aus den Stationshöhenwerten. Dieses Stationshöhen-DHM wurde mit dem zur Verfügung stehenden DHM (vgl. Kapitel 3.2.1) subtrahiert. Der Ergebnisdatensatz zeigt für die Klimastationen den Wert 0, da der Stationshöhenwert mit dem DHM übereinstimmt. Für die Gebiete zwischen den Klimastationen werden positive oder negative Werte erreicht, da die Interpolation ausschließlich mit den Stationshöhenwerten ein "ungenaueres" DHM erzeugt. Unter der Annahme, dass dies gleichermaßen bei der *Spline-Interpolation* der Temperaturen bzw. Gebietsniederschlägen der Fall ist, können die zuvor beschriebenen DHM-Differenzwerte, als Korrekturfaktor herangezogen werden. Hierfür wurde die räumliche Temperaturverteilung respektive der Gebietsniederschlag unter Annahme eines linearen Gradienten (Temperaturabnahme von 0.6 Kelvin/100m sowie Niederschlagserhö-

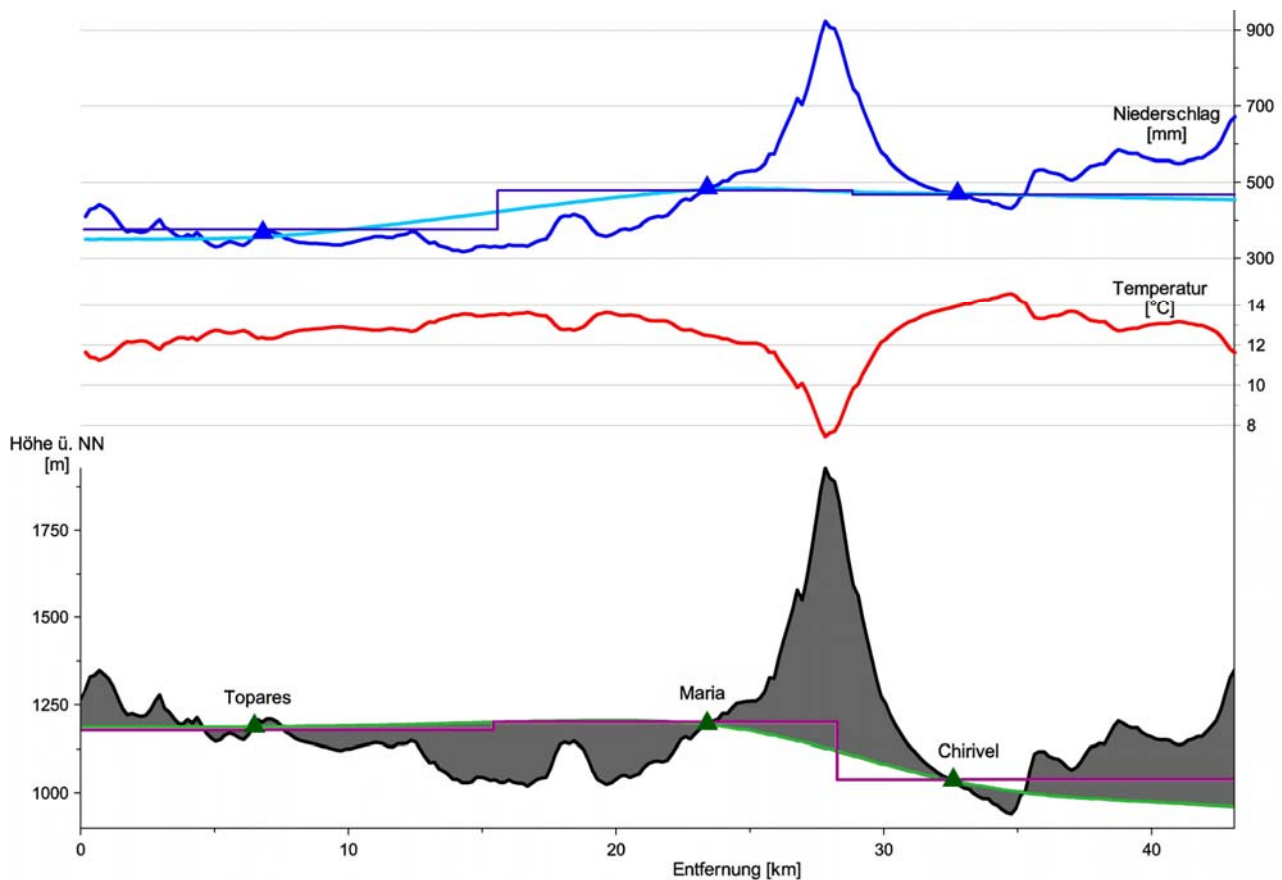


Abbildung 22 Darstellung verschiedener Interpolationsverfahren (Thiessen, Spline, Spline mit Höhenkorrektur) für die Stationswerte respektive unter Verwendung eines DGMs (eigene Berechnung und Darstellung)

hung von 50 mm/100 m), unter Berücksichtigung des jeweiligen Differenzbetrages, berechnet. Eine Korrektur der Temperaturen bzw. Niederschlagswerte an den Stationen erfolgte nicht, da die Höhe bereits indirekt durch die jeweilige Messung berücksichtigt ist.

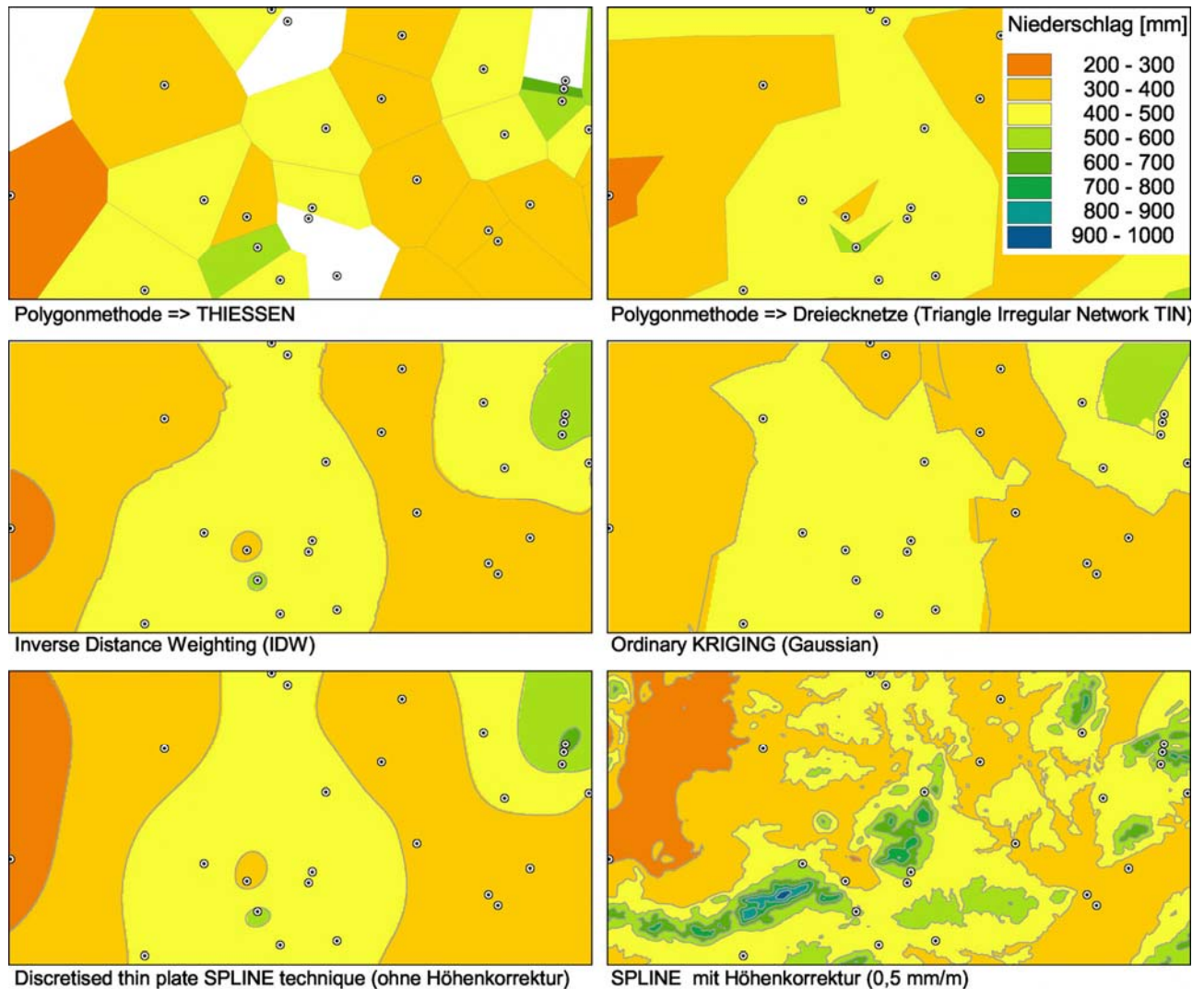


Abbildung 23 Darstellung verschiedener räumlicher Interpolationsverfahren am Beispiel der Niederschlagsverteilung des Untersuchungsgebietes (eigene Berechnung und Darstellung)

Abbildung 22 zeigt den Unterschied zwischen der *Thiessen-Polygon-Methode* (lila Graph) und der *Spline-Interpolation* (grüner Graph) auf, die auf Grundlage der punktuellen Stationshöhenwerte berechnet wurden. In Beziehung gesetzt mit den Geländehöhen (grauer Graph) des DHM's ergibt sich ein Differenzbetrag, der hellgrau eingefärbt wurde. Die Zunahme der Niederschlagssummen respektive die Abnahme der Temperaturmittelwerte mit zunehmender Höhe ü. NN werden erst nach Einbeziehung dieser orographischen Korrektur deutlich. Ohne diese Korrektur würde die reale Temperaturabnahme und Niederschlagszunahme der Gebirgsketten nicht berücksichtigt werden können.

3.1.3 Berechnung des *Standardized Anomaly Indices*

Eine Möglichkeit, zeitliche Trends zu untersuchen, stellt der "*standardized anomaly indices*" nach NICHOLSON (1983) dar, der diese Methode für den Vergleich von Niederschlagsdaten in Trockengebieten entwickelt hat. Demnach ist zum Zeitpunkt t , der SAI gegeben durch:

$$SAI_t = (1/N) \sum_{i=1}^N (P_{it} - \mu_i) / \sigma_i \quad (\text{Gleichung 1})$$

mit P (Jahresniederschlagssumme) an der Station i , wobei N die Anzahl der Klimastationen definiert, die in die Berechnung eingehen. Die Parameter μ_i und σ_i bezeichnen die mittlere Abweichung respektive die Standardabweichung der Niederschlagsdaten an der i -ten Station. Wird die Berechnung für einzelne Stationen durchgeführt ergibt sich der jeweilige SAI durch:

$$SAI_t = (P_t - \mu) / \sigma \quad (\text{Gleichung 2})$$

Ein positiver linearer Trend der SAI im Zeitraum t (t entspricht Tages-, Monats- oder Jahressummen) beschreibt eine Zunahme der Niederschläge, ein negativer linearer Trend charakterisiert entsprechend ein Rückgang.

3.1.4 Größenfrequenzanalyse

Zur Charakterisierung von geomorphologisch wirksamen Niederschlagsereignissen wurde von AHNERT (1982) am Beispiel des Inselberggebietes von *Machakos* in Kenia, die Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes entwickelt. Diese statistische Auswertungsmethode (vgl. AHNERT 1986, S. 1 & AHNERT 1996, S. 68ff), die einfache Aussagen über die Häufigkeit und Wiederkehrzeit von unterschiedlichen Niederschlagsereignissen erlaubt, stellt eine Möglichkeit dar, morphoklimatisch relevante Ereignisse quantitativ einzuteilen. Die Berechnung erfolgt mittels diskreter, auf einheitlich kurze Zeitabschnitte bezogene Niederschlagswerte eines definierten Zeitintervalls. Für jedes Niederschlagsereignis (in diesem Fall die Tagesniederschlagssumme) wird die Wiederkehrzeit (*recurrence interval*/RI_t) nach folgender Formel berechnet:

$$RI_t = \frac{N_t + 1}{r} \quad (\text{Gleichung 3})$$

N_t = Anzahl der Tage des Zeitintervalls (mit und ohne Niederschlag)

r = Rang [1, 2, 3, ..., N_t]

Die Wiederkehrzeit RI_t jedes Niederschlagsereignis P_t wird durch die Anzahl der Tage des gesamten Zeitintervalls und durch die Größe des Rangs definiert. Die Addition von N_t mit 1 erfolgt aufgrund der Definition der Wiederkehrzeit, da ein Niederschlagsereignis statistisch gesehen erst nach N_t + 1 Tag erneut auftreten kann.

Die Niederschlagswerte werden anschließend als Funktion des dekadischen Logarithmus ihrer jeweiligen Wiederkehrzeit aufgetragen (vgl. AHNERT 1996, S. 70). Von der linearen Verteilung (logarithmischer Maßstab) weichen häufig die hohen und niedrigen Niederschlagswerte ab. Bei den hohen Werten liegt das an dem zufälligen Auftreten eines Starkniederschlagsereignisses innerhalb eines definierten Zeitintervalls. Die niedrigen Werte weichen von der Ausgleichsgeraden ab, da die Messwerte gegen Null gehen. Deshalb wurde die Größenfrequenzanalyse aller Stationen und Zeitintervalle für Niederschläge ≥ 5 mm berechnet. Für den linearen Anteil der halblogarithmierten Werte ≥ 5 mm ergibt sich folgende Regressionsgleichung, die die Wiederkehrzeit von unterschiedlich intensiven Niederschlagsereignissen beschreibt:

$$P_t(\text{mm}) = a + b \log RI_{t/j} \quad (\text{Gleichung 4})$$

P_t = Tagesniederschlagssumme

a = y-Achsen-Verschiebung

b = Steigung (unterschiedlich für RI_t bzw. RI_j)

RI_{t/j} = Wiederkehrzeit (*recurrence interval*) in Tagen oder Jahren

Da der Monat August, wie unter Kapitel 3.1.1 ausgeführt, an allen Stationen meist trocken ist und nur selten mäßige bis mittlere Niederschlagsereignisse aufweist, wurde bei der Größenfrequenzanalyse darauf verzichtet, jene Jahre bei der Berechnung auszulassen, die eine Datenlücke im August aufweisen. Entscheidend bei dieser Festlegung war der Erhalt des langjährige Datenumfangs, der durch diese Vorgehensweise nahezu vollständig berücksichtigt werden konnte. Mögliche Beeinflussungen im Ergebnis der Größenfrequenzanalyse sind eine Veränderung der Steigung und der Achsenverschiebung an der ersten oder zweiten Nachkommastelle, was an drei exemplarischen Berechnungen getestet wurde. Anders als bei der Summenbildung wirken sich diese Datenlücken im August, bei der statistischen Berechnung der Wiederkehrzeiten von Niederschlagsereignissen nicht entscheidend auf das Ergebnis aus.

Waren dagegen Datenlücken in Monaten vorhanden, in denen Starkniederschlagsereignisse häufig auftreten, so wurde bei der Berechnung der Größenfrequenzanalyse auf das ganze Jahr verzichtet, da in diesem Fall nicht auszuschließen ist, dass mögliche (Stark-)Niederschlagsereignisse in diesem Zeitraum, eine signifikante Änderung des GFI bewirken würden.

3.1.5 Vedunstungsberechnung (allgemein)

Die Evaporation von Land- und Wasserflächen wird zusammen mit der Transpiration der Pflanzen als Evapotranspiration (ETP) respektive Landschaftsverdunstung bezeichnet. Die aktuelle ETP wird definiert als die Differenz zwischen dem Wassereintrag in Form von Niederschlag, den Veränderungen im Wasservorrat des Bodens und des Grundwassers sowie dem Austrag, der Abflussspende eines Gebietes. Das tatsächliche Ausmaß der ETP hängt von der generellen Wasserverfügbarkeit einer Fläche ab, weshalb für Wasserhaushaltsbilanzierungen und zur Charakterisierung eines Gebietes das Konzept der potentiellen Evapotranspiration entwickelt wurde (vgl. GOUDIE 1995, S. 127 & 293f). Die potentielle Evapotranspiration gibt die Menge an Wasser an, die unter den gegebenen Umständen, unabhängig vom Wasserangebot potentiell verdunsten würde, und ist abhängig von der Strahlung, der Temperatur, der Luftfeuchtigkeit, atmosphärischen Turbulenzen und dem Wind. In semiariden Klimaten übersteigt die potentielle ETP die aktuelle ETP um ein Vielfaches und charakterisiert damit die Aridiät eines Gebietes (vgl. Abbildung 11, Karte 11). ROSENBERG ET AL. (1983) gehen davon aus, dass 70 % des Niederschlags durch die Verdunstung von Land- und Wasserflächen sowie durch die Transpiration der Pflanzen dem System entzogen werden. Für semiaride und aride Regionen kann dieser Wert auf über 90% der Niederschlagsmenge ansteigen.

Die Messung und Berechnung der aktuellen sowie der potentiellen Verdunstung ist schwierig, da sich die Einflussparameter kontinuierlich ändern. Die genaueste und bekannteste Messmethode ist die Nutzung von Lysimetern (BURMAN & POCHOP 1994, S. 6f; SEEGER 2001, S. 104). Aufgrund der dabei anfallenden hohen Kosten, werden häufig Berechnungsverfahren auf der Grundlage von meteorologischen Daten angewandt. Dabei hat sich das physikalisch basierte Verfahren nach *Penman-Monteith* (MONTEITH 1975, BRUTSAERT 1982) als der zuverlässigste Berechnungsansatz herausgestellt (DROOGERS & ALLEN 2002, S. 33) und kann heutzutage als Standardverfahren bezeichnet werden (WALTER ET AL. 2000, S 209). Neben den Vorteilen der *Penman-Monteith-Methode*, wie der globalen Anwendbarkeit, einer guten Dokumentation und den weitverbreiteten Referenzdaten (DROOGERS & ALLEN 2002, S. 33), erschweren die notwendigen Eingangsparameter, wie Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte und Solarstrahlung auf Tagesbasis, aufgrund ihrer Verfügbarkeit, die Anwendung (vgl. Kapitel 3.3.2). Dies motivierte HARGREAVES & SAMANI 1982, ein vergleichbares Verfahren zu entwickeln, das ausschließlich Datensätze benötigt, die standardmäßig an jeder Klimastation erhoben werden. Die resultierende Formel beschreibt die potentielle Evapotranspiration auf der Basis der minimalen, maximalen und mittleren Tagestemperatur (HARGREAVES & SAMANI 1982, 1985; HARGREAVES ET AL. 1985; HARGREAVES 1994) nach:

$$ETP = 0,0023 \cdot R_a \cdot \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} \cdot (T_{\text{mean}} + 17,8) \quad (\text{Gleichung 5})$$

mit ETP: potentielle Evapotranspiration [mm d⁻¹]
 RA: extraterrestrische Sonneneinstrahlung [MJ m⁻² d⁻¹]
 T_{max}: maximale Tagestemperatur [°C]
 T_{min}: minimale Tagestemperatur [°C]
 T_{mean}: Tagesmitteltemperatur [°C]

Der Koeffizient von 0.0023 wurde ursprünglich von HARGREAVES & SAMANI für Südkalifornien ermittelt und wird für diese Arbeit übernommen. Die extraterrestrische Sonneneinstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] ergibt sich aus dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen auf die Erdatmosphäre und ist somit abhängig von der geographischen Breite und dem Datum (vgl. SEEGER 2001, S. 105). Verschiedene Autoren (EITZINGER ET AL. 1990, ALLEN ET AL. 1994, DROOGERS & ALLEN 2002, MARTÍNEZ COB 2002, u.a.) vergleichen den Ansatz nach *Hargreaves* mit *Penman-Montheit* (MONTEITH 1975, BRUTSAERT 1982), THORNTHWAITE (1948) und Lysimetermessungen, und kommen zu dem Schluss, dass der Vergleich von *Hargreaves* und *Penman-Montheit* sehr ähnliche Ergebnisse liefert: "*very reasonable agreement between the two methods*" (DROOGERS & ALLEN 2002, S. 33), "Hargreaves method is ... adequate for monthly ETP estimation under semiarid climatic conditions" (MARTÍNEZ COB 2002, S. 117), Überschätzung durch *Hargreaves-Methode* von rund 8 % (ALLEN ET AL. 1994) respektive 8 bis 9.5 % (MARTÍNEZ COB 2002, S. 117). Des Weiteren führt MARTÍNEZ COB (2002, S. 117) aus, dass die ETP-Berechnung nach THORNTHWAITE (1948) um rund 30 % zu gering ausfällt. Dies bestätigen PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 77), "... whereas the *Thornthwaite* method consistently underestimated potential evapotranspiration by a substantial margin" und BESLER (1992, S. 6): "für viele Trockengebiete ergeben Berechnungen nach THORNTHWAITE zu niedrige Werte, auch bei Vegetationsbedeckung ... und bedarf deshalb für jedes Trockengebiet einer speziellen Korrektur". ALLEN ET AL. (1994) empfehlen die Berechnungsmethode nach HARGREAVES & SAMANI bei nicht vollständiger Datenlage und verweisen darauf, dass die Methode dazu neigt, die PET unter feuchten Klimabedingungen zu überschätzen, bei starken Winden zu unterschätzen.

3.2 Geographische Informationssysteme (GIS)

"Ein Geographisches Informationssystem ist ein Computersystem zur Erfassung, Speicherung, Prüfung, Manipulation, Integration, Analyse und Darstellung von Daten, die sich auf räumliche Objekte beziehen. Nach gängigem Verständnis besteht ein GIS aus einer räumlich adressierbaren Datenbank und geeigneter, darauf abgestimmter Anwendungssoftware" (STROBEL 1988, S. 6). Folgende Darstellung verdeutlicht schematisch die Abbildung der Landschaft in einem GIS:

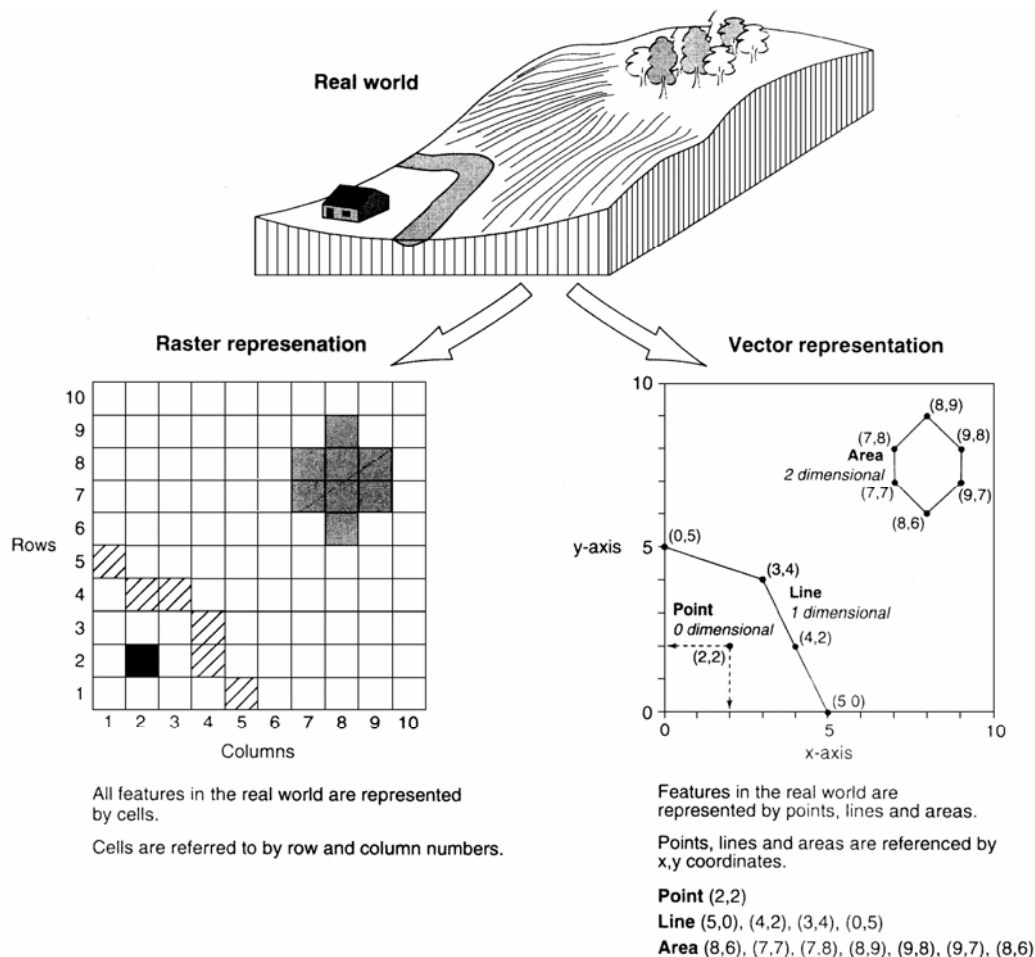


Abbildung 24 Raster- und Vektordarstellung eines idealisierten Landschaftsausschnittes (aus BABAN 1999, S. 63)

Grundsätzlich können zwei verschiedene GI-Systeme unterschieden werden. Ein "Raster-GIS" basiert auf einem geometrischen Grundelement, welches Pixel genannt wird. Diese rechteckige oder quadratische Fläche (BILL & FRITSCH 1999) repräsentiert einen definierten Flächenanteil und besitzt einen einheitlichen Informationsgehalt. Punkte werden durch einzelne Pixel, Linien durch die Aneinanderreihung mehrerer Pixel und Flächen durch Gruppierung vieler Pixel repräsentiert. Anwendung finden diese speicherintensiven Systeme vor allem bei der Bildverarbeitung von Satelliten- und hydrologischen und morphometrischen Modellierung. Vektorbasierte Systeme setzen vergleichsweise geringen Speicherbedarf voraus. Im Gegensatz zum "Raster-GIS" besitzen Punkte und Linien keine Fläche. Ein Punkt ist durch Koordinaten, eine Linie durch die Aneinanderreihung

von Punkten definiert (vgl. Abbildung 24). Flächen werden durch geschlossene Linien charakterisiert. Alle Objekte sind durch geometrische Informationen im Raum definiert. Den Objekten im "Vektor-GIS" und den Pixeln im "Raster-GIS" können zudem Attribut- und Sachdaten zugewiesen werden. Bei einer anschließenden Selektion können diese Attributwerte abgefragt und gruppiert werden. Neben der Datenerfassung und Darstellung bietet ein GIS weiterführenden Analysemöglichkeiten. Durch die Verschneidung verschiedener Informationsebenen wird es möglich, kombinierte Abfragen, Berechnungen und Modellierungen durchzuführen. Hybride GI-Systeme sind in der Lage, sowohl Raster- und Vektordaten zu bearbeiten, als auch Daten zu konvertieren. Weitere Ausführungen zu Geographischen Informationssystemen sind u.a. in ASCH (1999), BABAN (1999), BILL (1996), BILL & FRITSCH (1999), BLASCHKE (1997), DIKAU & SAURER (1999), KLEMMER & SPRANZ (1997), SAURER (1989), ZIPF (1996) zu finden.

3.2.1 Datengrundlage und Datenkorrektur

Die Kartengrundlage für sämtliche Auswertungen sind nachfolgende topographische Karten 1:25.000 des *Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional* in *Madrid*, die das gesamte Untersuchungsgebiet abdecken:

Tabelle 4 Topographische Karten (Masstab 1:25.000) für das Untersuchungsgebiet

930-IV (46-74)	<i>Topares</i>	931-III (47-74)	<i>Retamalejo</i>
931-IV (48-74)	<i>Zarcilla de Ramos</i>	932-III (49-74)	<i>La Paca</i>
951-II (46-75)	<i>La Cañada de Cañepla</i>	951-IV (46-76)	Casablanca
952-I (47-75)	<i>El Sabinar</i>	952-II (48-75)	<i>Culebrina</i>
952-III (47-76)	<i>Vélez-Blanco</i>	952-IV (48-76)	<i>La Fuensanta</i>
953-I (49-75)	<i>Torrealvilla</i>	953-III (49-76)	<i>Lorca</i>
973-II (46-77)	<i>Chirivel</i>	974-I (47-77)	<i>Vélez-Rubio</i>
974-II (48-77)	<i>Henares</i>	975-I (49-77)	<i>Campillo</i>

Für ausgewählte Gebiete (*Sierra de María, Gabar* und *Cañada Hermosa*) wurden zusätzlich digitale topographische Karten im Maßstab 1:10.000 des *Ministerio de Medio Ambiente* herangezogen. Des Weiteren wurden für die Geländearbeiten und für die Interpretation geologische Kartenblätter im Maßstab 1:50.000 des *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME) verwendet:

Tabelle 5 Geologische Karten (Masstab 1:50.000) für das Untersuchungsgebiet

930 (23-37)	<i>Puebla de D. Fadrique</i>	931 (24-37)	<i>Zarcilla de Ramos</i>
932 (25-37)	<i>Coy</i>	951 (23-38)	<i>Orce</i>
952 (24-38)	<i>Vélez-Blanco</i>	953 (25-38)	<i>Lorca</i>
973 (23-39)	<i>Chirivel</i>	974 (24-39)	<i>Vélez-Rubio</i>
975 (25-39)	<i>Puerto Lumbreras</i>		

Auf der Grundlage der Bodentypenkarten (*mapa de suelos* 1:100.000) des LUCDEME Projektes des *Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación*, der ICONA-Behörde und dem *Consejo Superior de Investigaciones Científicas* (CSIC) aus den Jahren 1987 bis 1993, wurde die Bodentypenkarte (Karte 5) erstellt:

Tabelle 6 Bodentypenkarten (Masstab 1:100.000) des LUCDEME Projektes (ICONA 1987, 1988a, 1988b, 1990a, 1990b, 1992, 1993) für das Untersuchungsgebiet

930	<i>Puebla de D. Fadrique</i>	931	<i>Zarcilla de Ramos</i>
932	<i>Coy</i>	951	<i>Orce</i>
952	<i>Vélez-Blanco</i>	953	<i>Lorca</i>
973	<i>Chirivel</i>	974	<i>Vélez-Rubio</i>
975	<i>Puerto Lumbreras</i>		

Sämtliche Kartenblätter wurden gescannt, georeferenziert und in ein GIS integriert. Für weitere Analysen wurden von ausgewählten Gebieten (*Sierra de María, Vélez-Blanco, Cañada Hermosa*) die Höhenlinien sowie für das gesamte Untersuchungsgebiet die geologischen Einheiten und dominierenden Bodentypen digitalisiert. Der auf dieser Basis erstellte digitale Datensatz der dominierenden Bodentypen (nach FAO *Soil Taxonomy*) diente als Input für die hydrologische Modellierung (vgl. Kapitel 3.3) und für die Erstellung von Karte 5. Auf der Grundlage des digitalen geologischen Datensatzes wurde Karte 1 erstellt. Für die aktuelle Landnutzungskarte (Karte 6) wurden CORINE-Daten des *Ministerio de Fomento, Centro Nacional de Información Geográfica* verwendet.

Die *Estacion Experimental de Zonas Aridas* (CSIC) in *Almería* stellte freundlicherweise ein digitales Höhenmodell (Auflösung 30 m x 30 m) zur Verfügung, das Grundlage für die hydrologische Modellierung war. Des Weiteren wurden digitale Höhenmodelle aus den digitalisierten Höhenlinien (Basis TK10, TK25) generiert (ArcINFO 8.2 *topogridtool-function*). Alle digitalen Höhenmodelle wurden auf ihre Qualität überprüft, indem Senken identifiziert und diese mit Angaben der topographischen Karte verglichen wurden. In iterativen semi-automatischen Prozessen wurden Ungenauigkeiten /Senken korrigiert. Anschließend erfolgte die Ableitung von Höhenlinien aus den DHMs, die wiederum mit den Ursprungshöhenlinien beziehungsweise den Karteninformationen der TK10 und TK25 und den Geländekartierungen verglichen wurden. Die geometrische Auflösung der DHMs erstreckt sich von 5 m x 5 m, 10 M x 10 m für die kleinräumigen Untersuchungsbereiche, bis hin zu 25 m x 25 m, 50 m x 50 m, 100 m x 100 m (Basis für die hydrologische Modellierung), 200 m x 200 m sowie 400 m x 400 m für vergleichenden Untersuchungen.

3.2.2 Morphometrische und hydro-topographische Analyse

Für die hydrologische Modellierung werden unterschiedliche topographische Analysen benötigt, die auf der Basis eines digitalen Höhenmodells und unter Verwendung einer hydrologischen Reliefana-

lyse des Einzugsgebietes erfolgt. In dieser Arbeit wurden diese Analysen mit ArcINFO 8.2 sowie TANALYS, einem Zusatzmodul von WaSiM-ETH, durchgeführt. Die Verfahren sind bei ZEVEBERGEN & THORNE (1987), JENSON & DOMINGUE (1988), BAND (1986, 1989), MOORE & BURCH (1986), MOORE ET AL. (1991, 1993), TARBOTON ET AL. (1991), u.a. beschrieben. Der erste Schritt bei einer Flussnetzmodellierung ist die Anwendung des PEUCKER & DOUGLAS (1975) Algorithmus zur Identifizierung von konkaven und konvexen hangaufwärtsgerichteten Arealen zur Bestimmung von Tiefenlinien und Rücken (BAND 1986). Diese Methode wurde von MARK (1983) sowie O'CALLAGHAN & MARK (1984) mit einem weiteren Ansatz verbessert, der die flussaufwärtsgerichteten Akkumulationsgebiete sukzessiv den tiefergelegenen Rasterzellen zuordnet und anhand der sogenannten Fließakkumulation (*flowaccumulation*) ein Abflussnetz ableitet. TARBOTON ET AL. (1991) zeigen hinsichtlich der Generierung von hydrologisch relevanten Abflussbahnen aus digitalen Höhenmodellen, Möglichkeiten zur automatischen Detektion auf. Die Qualität der Information, die aus automatisch generierten DHM's abgeleitet werden kann ist eine Funktion der horizontalen und vertikalen Auflösung (JENSON 1991, S. 44). BORK & ROHDENBURG (1986) entwickelten ein "Digitales Relief-Modell" zur Abschätzung und Darstellung der komplexen morphometrischen Parameter (vgl. Abbildung 25). Die Ableitung des LS-Faktors als dimensionsloser Index für die Transportkapazität von Sedimenten bei Oberflächenabfluss (MOORE ET AL. 1993, S. 165) erfolgt nach MOORE & BURCH (1986, S. 1295f) nach:

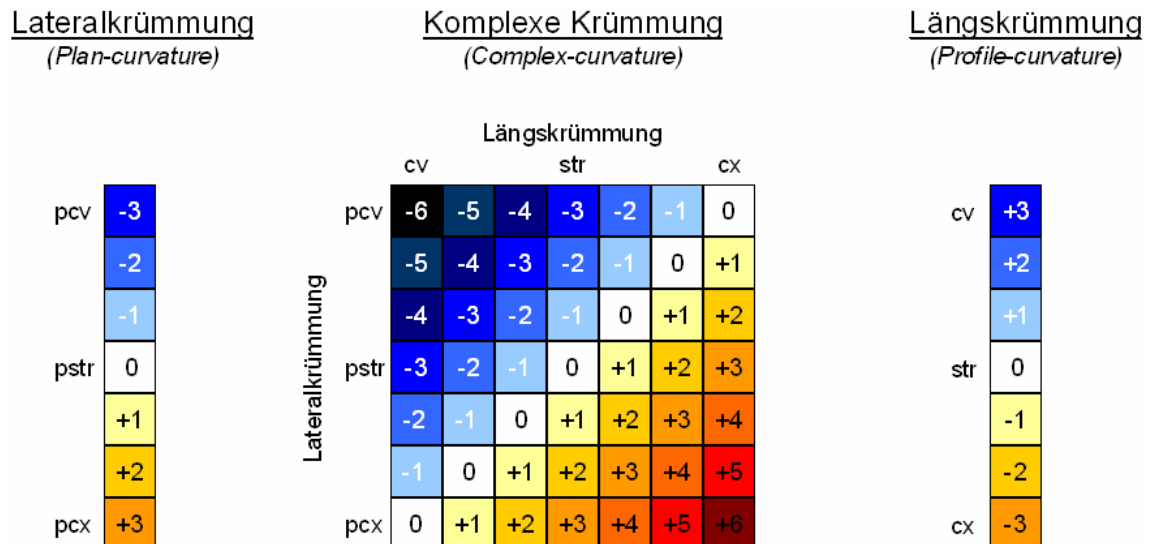
$$LS_p = \left(\frac{facc}{22.13} \right)^{0.4} \left(\frac{\sin \alpha}{0.0896} \right)^{1.3} \quad \text{(Gleichung 6)}$$

mit LS_p Hanglängenfaktor [-]
 $facc$ Fließakkumulation [-]
 $\sin \alpha$ Sinus der Hangneigung [°]

Dieser Topographiefaktor setzt sich aus der Multiplikation des Fließlängenfaktors mit dem Hangneigungsfaktor zusammen. Weitere grundlegende Arbeiten zur digitalen Reliefanalyse sind in PEUCKER & DOUGLAS (1975), O'CALLAGHAN & MARK (1984), BAND (1986), 1989), DOUGLAS (1986), JENSON & DOMINGUE (1988), KLINGEBIEL ET AL. (1988), JENSON (1991), MOORE ET AL. (1991), TARBOTON ET AL. (1991), DIKAU & SAURER (1999), u.a. zu finden.

Abbildung 25 zeigt eine abstrakte Einteilung der Krümmungsparameter, die auf der Basis eines DHM's in ArcINFO-GRID 8.2 berechnet wurde. Die verwendete *Curvature*-Funktion (vgl. MOORE ET AL. 1991; ZEVEBERGEN & THORNE 1987) beschreibt physikalische Charakteristika eines hydrologischen Einzugsgebietes, die für das Verständnis von Erosions- und Abflussprozessen wichtig sind. Die Hangneigung (*slope*) beeinflusst die hang abwärts gerichtete Bewegung. Die Exposition (*aspect*) definiert die Fließrichtung. Die Längskrümmung (*profile curvature*) bestimmt die Beschleunigung und Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit und ist demnach ein entscheidender Parameter für Erosion und Ablagerung. Die Lateralkrümmung (*plan curvature*) ist ein Maß für die Divergenz und Konvergenz der hangabwärtsgerichteten Bewegungskomponente.

Weitere Ausführungen zur digitalen Reliefanalyse (z.B. *wetness/topographic Index*) werden im Zusammenhang mit der hydrologischen Modellierung (WaSiM-ETH) im nachfolgenden Kapitel gegeben.



$$\text{Komplexe Krümmung} = \text{Lateralkrümmung} - \text{Längskrümmung}$$

Abbildung 25 Modellierung und schematische Einteilung der Lateral- und Längskrümmungsparameter auf der Basis eines DHM's, berechnet in ArcINFO (*curvature function*), eigene Berechnung und Darstellung

3.3 Wasserhaushalts-Simulations-Modell (WaSiM-ETH)

Das Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM-ETH der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, kann in der hier angewandten Version (TOPMODEL) als deterministisches, flächendifferenziertes hydrologisches Einzugsmodell bezeichnet werden (SCHULLA 1997 & 2000). Es werden überwiegend konzeptionelle Ansätze zur Beschreibung der hydrologischen Prozesse verwendet, die auf vereinfachten physikalischen Prozessbeschreibungen beruhen. Neben dieser Version kann mit WaSiM-ETH auch ein physikalisch begründeter Ansatz zur Bodenwasserbewegung nach der "Richards-Equation" angewendet werden, welche einen umfangreichen und differenzierten Daten-Input voraussetzt (SCHULLA & JASPER 2000, S. 31). Eine Rückkopplung der modellierten Prozesse auf den energetischen Zustand des Systems und deren Umgebung wird innerhalb des Modells nicht berücksichtigt. Allerdings werden verschiedene energetische Randbedingungen konzeptionell erfasst, sodass das Modell WaSiM-ETH als Kombination aus physikalisch basierten, vereinfachten physikalischen und konzeptionellen Prozessbeschreibungen angesehen werden kann (SCHULLA 1997, S. 8). Die räumliche Diskretisierung erfolgt in WaSiM-ETH durch Einteilung des Einzugsgebietes in ein regelmäßiges Gitter eines sogenannten Raster-Modells (vgl. Kapitel 3.2). Modelliert werden durch WaSiM-ETH alle wesentlichen Prozesse der Speicherung, des Transportes und der

Umwandlung des Wassers im hydrologischen System (SCHULLA 1997, S. 10). Notwendige Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung sind ein digitales Höhenmodell, Landnutzungsdaten, Bodendaten, meteorologische Daten sowie Abflussmessungen zur Modellkalibrierung.

3.3.1 Datengrundlage und Datenaufbereitung (WaSiM-ETH)

In der Vorverarbeitung müssen die Eingangsdaten in die notwendige räumliche Aggregation überführt und die für die Modellierung notwendigen Derivate erzeugt werden. Hier zu nennen sind zunächst die Ableitungsprodukte des digitalen Höhenmodells, wie Hangneigung, Exposition, hydrologische Einzugsgebieteinteilung und Berechnung der Fließzeiten. Diese Derivate werden durch digitale topographische Analysen, die unter anderem bei MOORE ET AL. 1991 beschrieben sind, und durch das für die topographische Analyse zur Verfügung stehende WaSiM-ETH Programm "TANALYS" (SCHULLA & JASPER 2000, S. 67ff & 121ff) erzeugt.

Die Bodendaten wurden aus den Informationen des vom *Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación* (Murcia) 1987-1993 durchgeführten Projektes LUCDEME generiert (vgl. ICONA 1987, 1988a, 1988b, 1990a, 1990b, 1992, 1993). Dabei wurden insgesamt 1541 Bodenprofiluntersuchungen ausgewertet und ein digitaler Datensatz der Bodentextur erstellt. Modellintern werden aus den Informationen der Bodentextur über Pedotransferfunktionen nach BRAKENSIK & RAWLS 1992, die für die Modellierung notwendigen bodenphysikalischen Parameter wie nutzbare Feldkapazität, gesättigte Bodenleitfähigkeit und Porenvolumen abgeleitet (SCHULLA & JASPER 2000). Weitere Parameter (Bodenartenbezeichnung, Gesamtporenvolumen, Lagerungsdichte, Kf-Wert, nFK) wurden auf der Basis der Bodenarten aus der Bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE 1994) übernommen.

Aus den abgeleiteten Parametern der Topographie und des Bodens wird der bodentopographische Index mithilfe des Teilmodells TOPOFACT (vgl. BEVEN & KIRKBY 1979, S. 48f; SCHULLA & JASPER 2000, S. 23ff) nach folgender Formel berechnet:

$$c_s = \ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta} \quad (\text{Gleichung 7})$$

c_s = topographischer Index [-]

a_t = spezifische Einzugsgebietsfläche pro Längeneinheit einer Rasterzelle [$\text{m}^2 * \text{m}^{-1}$]

T_0 = gesättigte lokale hydraulische Leitfähigkeit [$\text{m}^2 * \text{s}^{-1}$]

β_t = Hangneigung [grad = $\text{m} * \text{m}^{-1}$]

Der topographische Index wurde von BEVEN & KIRKBY (1979) entwickelt und dient als flächendifferenzierendes Maß in Abhängigkeit der Hangposition, der Hangneigung sowie der hydraulischen Leitfähigkeit für den TOPMODEL-*Approach*. Je größer das lokale Einzugsgebiet und je kleiner die Hangneigung, desto größer wird der boden-topographische Index und damit die Tendenz zur

Sättigung. Eine genaue mathematische Herleitung ist in BEVEN & KIRKBY (1979), BEVEN ET AL. (1984), SCHULLA (1997) sowie in SCHULLA & JASPER (2000) zu finden.

Die vom *Ministerio de Fomento* in Madrid zur Verfügung gestellten CORINE Landbedeckungsdaten (1987) wurden in die im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Landnutzungsklassen zusammengefasst (vgl. Karte 6) und in ein Rasterformat überführt. Modellintern erfolgt eine Parametrisierung der Albedo, der Durchwurzelungstiefe, des Blattflächenindex (*leaf area index*, LAI) sowie des Bodenbedeckungsgrad für jede ausgewiesene Landnutzungsklasse.

Die meteorologischen Eingangsdaten wie Temperatur, Niederschlag, Sonnenscheindauer, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit, in einer täglichen Auflösung für den Zeitraum von 1988 bis 2001 stammen vom *Instituto Meteorológico Nacional* (INM, Murcia) sowie von der *Confederación Hidrográfica del Segura* (CHS, Murcia) (vgl. Kapitel 3.1.1). Angaben zur Plausibilitätsüberprüfung sowie zur Korrektur der Klimadaten sind in Kapitel 3.1.1 gegeben. Abflussdaten in täglicher Auflösung für die Pegel am *Embalse de Puentes* und am *Embalse de Valdeinfierno* wurden von der *Confederación Hidrográfica del Segura* (CHS, Murcia) zur Verfügung gestellt und ebenfalls auf Plausibilität und Datenlücken hin überprüft. Die Daten repräsentieren keine realen Abflusswerte einer hydrologischen Pegelmessstation sondern geben vielmehr das Volumen [Hm³] an, das am *Embalse de Valdeinfierno* bzw. am *Embalse de Puentes* abgelassen wurde. Deshalb sind diese Werte nur bedingt mit den modellierten täglichen Abflüssen zu vergleichen.

Die oben beschriebenen räumlichen und zeitlichen Eingangsdaten wurden dem hydrologischen Modell in einheitlichem Binärformat zugeführt. Im Folgenden werden die einzelnen Prozesse im Modellablauf näher erläutert. Für detailliertere Beschreibungen muss auf SCHULLA 1997 sowie SCHULLA & JASPER 2000 verwiesen werden.

Die meteorologischen Eingangsdaten Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Temperatur, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung werden modellintern auf das betrachtete Einzugsgebiet regionalisiert. In der vorliegenden Maßstabsebene kommt der Regionalisierung von punkthaft erhobenen Daten eine sehr große Bedeutung zu. Zumeist müssen bereits hier Einschränkungen in Kauf genommen werden. Zum Ersten ist dies die Verfügbarkeit und die Beschaffbarkeit der Eingangsdaten selbst, zum Zweiten ist der oft hohe Generalisierungsgrad der zeitlich statischen Eingangsdaten zu nennen, da eine räumliche und zeitliche ausreichende Dichte an punktuellen (meteorologischen) Daten nur selten vorliegt. Des Weiteren ist zu beachten, dass die punktuell vorliegenden Daten, die horizontalen räumlichen Variabilitäten des Klimas zum tragen kommen müssen (KRAUSE 2000, S. 42ff). Weiterhin müssen die Messdaten aufgrund von mehr oder weniger bekannten systematischen Messfehlern korrigiert werden (vgl. hierzu u.a. Kapitel 3.1).

Niederschlagskorrektur:

Der Messfehler der Niederschlagsmessung lässt sich in zwei Gruppen einteilen, den Benetzungs- und Verdunstungsfehler, der von der Art des Messgerätes abhängt und in WaSiM-ETH nicht korrigiert werden kann sowie den Windfehler, der aus der Verdriftung der Niederschläge resultiert

(RICHTER 1995). Dieser wird getrennt für Schnee und Regen in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit nach folgenden Gleichungen korrigiert:

$$P_{\text{korr}} = P \cdot (a_f + b_f \cdot u) \quad \text{für } T \geq T_{\text{grenz}} \quad \text{(Gleichung 8)}$$

$$P_{\text{korr}} = P \cdot (a_s + b_s \cdot u) \quad \text{für } T < T_{\text{grenz}}$$

$P =$	gemessener Niederschlag [mm]
$P_{\text{korr}} =$	korrigierter Niederschlag [mm]
$T_{\text{Grenz}} =$	Übergangstemperatur Schnee/Regen [°C]
$u =$	Windgeschwindigkeit [m/s]
$a_f, b_f =$	Korrekturfaktoren für flüssigen Niederschlag [-]
$a_s, b_s =$	Korrekturfaktoren für festen Niederschlag [-]

Die Unterscheidung zwischen Regen und Schnee als Niederschlagsform erfolgt über eine anzugebende Grenztemperatur (SCHULLA 1997, S. 20). Methodische Untersuchungen zum Niederschlagsmessfehler sowie Angaben zu Korrekturmöglichkeit finden sich u.a. in SEVRUK 1981 & 1985.

Räumliche Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten:

Beim Modelllauf werden die meteorologischen Punktdaten aus den Eingangs-Tabellen auf das zuvor definierte Gitter des hydrologischen Einzugsgebietes interpoliert. WaSiM-ETH bietet vier Möglichkeiten zur Interpolation meteorologischer Eingangsdaten. Die höhenabhängige Regression, abstandsgewichtete Interpolation (*Inverse Distance Weighting*, IDW), eine Kombination aus beiden sowie das Thiessen-Polygonverfahren. Die höhenabhängige Regression kann für Eingangsdaten herangezogen werden, die einen ausgeprägten Höhengradienten aufweisen (z.B. Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Dampfdruck). Dabei erfolgt die Höhenkorrektur mittels einer Korrekturgleichung, die im täglichen Zeitintervall eine Regression zwischen den Messwerten und den jeweiligen Stationshöhen berechnet. Aus dem Bestimmtheitsmaß der Regressionsbeziehung kann mittels eines Schwellenwertes entschieden werden, ob eine Höhenkorrektur sinnvoll ist (vgl. KRAUSE 2000, S. 45). Weiter Ausführungen zur räumlichen Interpretation finden sich in Kapitel 3.1.

Expositionskorrektur für Strahlung und Temperatur:

Bei flächendifferenzierten Berechnungen der Wasserhaushaltsgrößen in reliefreichen Einzugsgebieten ist der Einfluss der Topographie auf die meteorologischen Größen zu beachten. Im Modell WaSiM-ETH wird der Einfluss der Topographie auf Globalstrahlung und Lufttemperatur gemäss dem Schema von OKE (1987, S. 171ff) bewertet. Neben der Abschattung wird die solare, kurzwellige Einstrahlung (direkt und indirekt) unter Berücksichtigung des Reliefs und der Einstrahlungsgeometrie zum jeweiligen Zeitpunkt korrigiert. Dazu zählen die geographische Breite, die Deklination der Sonne, der Zenitwinkel, der Stundenwinkel, der Azimutwinkel, die aktuelle örtliche Son-

nenzeit, der Abweichungswinkel zwischen der Normalen zum Hang und der Sonne, die jeweilige Hangneigung, die Sonnenhöhe sowie die Expositionsrichtung (vgl. SCHULLA 1997, S. 21ff).

3.3.2 Verdunstungsberechnung (WaSiM-ETH)

In Abhängigkeit der Datenlage bieten sich verschiedene Methoden zur Beschreibung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration an. Um bestandesspezifische Evapotranspirationsberechnungen durchführen zu können, wird häufig ein Verfahren nach Penman-Monteith (MONTEITH 1975, BRUTSAERT 1982) angewendet. Dieses Verfahren beschreibt die Evapotranspiration als Energiefluss, d.h. als Strom latenter Wärme und erfordert eine umfangreiche und detaillierte Datenlage. In der WaSiM-ETH TOPMODEL-Version wird dieses Verfahren nicht unterstützt. Vielmehr wird hierbei auf ein Verfahren mit vereinfachten Beziehungen zurückgegriffen, die sich bei Daten mit täglicher Auflösung, durch einen reduzierten Datenbedarf, anbieten.

Potentielle Evapotranspiration:

Die potentielle Evapotranspiration kann bei der WaSiM-ETH TOPMODEL-Version nach den Verfahren von WENDLING (1975) oder HAMON (in FEDERER & LASH 1983) berechnet werden. Beide Ansätze setzen Daten mit täglicher Auflösung voraus. Im Gegensatz zum Verfahren nach Penman-Monteith (MONTEITH 1975), das in der WaSiM-ETH Version nach der "Richards-Gleichung" herangezogen wird, erfolgt keine Bestand-spezifische Verdunstungsberechnung.

Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach WENDLING (1975), die in dieser Arbeit angewandt wurde, erfolgt unter Berücksichtigung der Globalstrahlung, der Temperatur, der Albedo sowie einem empirischen Korrekturfaktor nach folgender Gleichung:

$$ETP = (RG(1.1 - \alpha) + 93 \cdot f_k) \frac{T + 22}{150(T + 123)} \quad (\text{Gleichung 9})$$

ETP = potentielle Evapotranspiration nach WENDLING (1975) [mm]

RG = Globalstrahlung [J/cm²d]

α = Albedo (0...1) [-]

f_k = empirischer Korrekturwert [-]

T = Tagesmittelwert der Temperatur [°C]

Der empirische Korrekturfaktor wurde iterativ angepasst ($f_k = -1.82$), bis die Modellierungsergebnisse weniger als 5% Abweichung zu den Literaturwerten (CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA 1987, S. 118f sowie ICONA 1987-1993) aufgewiesen haben.

Reale Evapotranspiration:

Die potentielle Evapotranspiration stellt die Wassermenge dar, die bei optimaler Wasserversorgung pro Zeiteinheit vom Boden und der Vegetation in die Atmosphäre transferiert werden kann. Die Berücksichtigung der Bodenfeuchte kann somit zu einer Reduzierung der realen gegenüber der potentiellen Evapotranspiration führen. Bei den Berechnungsverfahren nach WENDLING und HAMON wird die reale Evapotranspiration über eine Reduktionsfunktion in Abhängigkeit der Bodenfeuchte bestimmt (GURTZ 1988; MÜNCH 1993). Die Reduktionsfunktion verfolgt einen linearen Ansatz. Sinkt die pflanzenverfügbare Bodenfeuchte unter einen bestimmten Anteil ihres Wertes bei Feldkapazität, dann wird die reale gegenüber der potentiellen Evapotranspiration linear nach nachfolgender Formel reduziert:

$$ETR = \frac{ETP \cdot SB}{\eta \cdot SB_{\max}} \quad \text{für } SB < \eta \cdot SB_{\max}$$

$$ETR = ETP \quad \text{für } SB \geq \eta \cdot SB_{\max} \quad \text{(Gleichung 10)}$$

- ETR = reale Evapotranspiration [mm]
 ETP = potentielle Evapotranspiration nach Gleichung 9 [mm]
 SB = aktuelle Bodenfeuchte [mm]
 SB_{max} = max. Bodenfeuchtekapazität [mm]
 η = Schwellenwert für die Bodenfeuchte; wird dieser Wert unterschritten, so wird die aktuelle Verdunstung nach oben beschriebener Formel reduziert
 (η = 0.6 nach MENZEL 1997)

3.3.3 Abflussbildung

Nach der modellinternen Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten, sowie deren Korrektur, und der Berechnung der potentiellen und realen Verdunstung, erfolgt die Modellierung der Abflussbildung für jede Rasterzelle und jeden Zeitschritt. Im Folgenden werden der Aufbau der Abflussbildungsberechnung und die daran beteiligten Prozesse beschrieben.

Schneemodul:

Im Schneemodul von WaSiM-ETH wird die quantitative Akkumulation des Schnees, deren zeitlichen Andauer sowie dessen Schmelze modelliert. Die Schneeakkumulation erfolgt bei Unterschreitung einer definierten Lufttemperatur, unterhalb derer der Niederschlag als Schnee und oberhalb derer der Niederschlag als Regen fällt (SCHULLA 1997, S. 47). Im Übergangsbereich beider Grenztemperaturen erfolgt eine Mischung des Niederschlages zwischen Schnee und Regen, deren Verhältnis sich aus einer linearen Beziehung der Schneeanteile mit steigender Temperatur ergibt. Bei der Modellierung der Schneeschmelze existieren verschiedene Ansätze, welche mit routinemäßig gemessenen meteorologischen Größen auskommen (BRAUN 1985). Neben dem einfachen Temperatur-Index Verfahren, das lediglich unter Berücksichtigung der Temperatur die Schneeschmelzrate ermittelt, kann das Temperatur-Wind-Index-Verfahren nach BRAUN (1985) sowie ein kombiniertes Verfahren nach ANDERSON (1973) ausgewählt werden.

Interzeption:

Die Interzeption dient der Berechnung der Bestandesniederschläge aus den Freilandniederschlägen in Abhängigkeit von der jeweiligen Vegetationsbedeckung und ihrer unterschiedlichen Ausprägung im Jahresgang. In WaSiM-ETH wird nur ein einziger Speicher eingesetzt, der alle Interzeptionseffekte gemeinsam berücksichtigt. Die Kapazität dieses Speichers hängt von der Pflanzenart, deren jeweiligen Blattflächenindex (LAI) und vom Vegetationsbedeckungsgrad ab. Es wird davon ausgegangen, dass sich auf allen Oberflächen eine gleich dicke Schicht Wasser halten kann, die als Parameterwert in das Modell eingeht.

Über die potentiell mögliche Verdunstungsrate unterliegt der Interzeptionsspeicher einer Ausschöpfung. Ist im Interzeptionsspeicher noch genügend Wasser vorhanden, um die potentielle Verdunstung zu befriedigen, so wird der Interzeptionsspeicher um den Betrag der potentiellen Verdunstung vermindert (SCHULLA 1997, S. 51). Die Leerung des Interzeptionsspeichers durch den potentiellen Verdunstungsbedarf erfolgt vor der Entnahme von Bodenwasser. Bleibt der Interzeptionsspeicher gefüllt, wird der Bestandesniederschlag der Bodenoberfläche zugeführt.

Bodenwassermodul:

Dem Boden als Regel- und Verteilungssystem kommt einer zentralen Rolle zu (DYCK & PESCHKE 1995, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1990). Das der Oberfläche zugeführte Wasser (Niederschlag und Bestandesniederschlag) trifft auf den Boden und wird von dort, in Abhängigkeit von den physikalischen Eigenschaften des Bodens selbst sowie durch zusätzliche, spezifische Standortbedingungen auf die verschiedenen Fließ- und Verdunstungspfade verteilt. Für die modelltechnische Abstraktion des Bodenwasserhaushaltes in der hydrologischen Modellierung existieren eine Vielzahl von Konzepten. Der in WaSiM-ETH (TOPMODEL) verfolgte Ansatz beruht auf einer Gliederung des Bodens anhand spezifischer Porenräume und Modellierung dieser Kompartimente durch parallel geschaltete Speicher (KRAUSE 2000, S. 87). Der Untergrund wird in 4 Speicher unterteilt, den Bodenspeicher, den Speicher der ungesättigten Zone, den Zwischenabfluss-Speicher sowie den Speicher der gesättigten Zone. Die Speicher sind gekennzeichnet durch spezifische Füllungs- und Entleerungseigenschaften und stehen untereinander in Verbindung. Der Bodenspeicher und der Zwischenabfluss-Speicher haben eine festgelegte Kapazität, der Speicher der ungesättigten Zone hängt vom Sättigungsdefizit ab (SCHULLA 1997, S. 58)

Infiltration:

Das Infiltrationsmodell teilt das auf die Bodenoberfläche zugeführte Wasser in Infiltrationsüberschuss mit oberflächlichem Abfluss und in den Boden infiltrierendes Wasser auf. Wird die Infiltrationskapazität des Bodens von der Niederschlagsmenge überschritten, entsteht Oberflächenabfluss. Die Berechnung der Infiltration erfolgt nach PESCHKE (1977, 1987) und baut auf Vorstellungen von GREEN & AMPT (1911) auf. Bei der Infiltrationsberechnung wird eine sprungförmige Feuchtefront im Boden angenommen, welche den Boden mit der Anfangsfeuchte, welche zwischen 0 und Wassergehalt bei Feldkapazität liegen kann, vom gesättigten Boden trennt. Zunächst wird getestet, ob und wann die Bodenoberfläche gesättigt sein wird. In dieser sogenannten Sättigungsphase infiltriert das Niederschlagswasser bis zum Eintreten der Sättigung. Anschließend wird der nicht infiltrierende Anteil des Niederschlagswassers als Oberflächenabfluss abgeleitet.

Bodenmodell:

Das Bodenmodell zur Modellierung der Bodenwasserströme und des Bodenwasserhaushalts folgt dem TOPMODEL Konzept des Sättigungsflächenansatzes nach BEVEN ET AL. (1984) und BEVEN & KIRKBY (1979). In WaSiM-ETH wurde es um die Prozesse des kapillaren Aufstiegs und Zwischenabfluss erweitert. Basis des Modells ist die räumliche Verteilung des topographischen Indexes (vgl. Kapitel 3.3.1). Mit diesem Index wird die potentielle Ausdehnung der Sättigungsflächen in Abhängigkeit des mittleren Sättigungsdefizits des Einzugsgebietes geschätzt (SCHULLA & JASPER 2000, S. 23). Ist beispielsweise die Differenz aus aktuellem Sättigungsdefizit einer Rasterzelle abzüglich des mittleren Sättigungsdefizits des Einzugsgebietes kleiner Null, so kommt es bei Niederschlag zur Generierung von Oberflächenabfluss dieser Rasterzelle.

Zwischenabfluss kann zwischen Bodenschichten unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit oder Porosität an geneigten Flächen entstehen. Wie bei der Generierung des Oberflächenabflusses, folgt die Modellierung des Zwischenabflusses einem konzeptionellen Ansatz. Der Zwischenabflussspeicher des Bodens füllt sich je nach lokalem Sättigungsdefizit. Zwischenabfluss wird nur erzeugt, wenn der Zwischenabflussspeicher gefüllt ist (SCHULLA 1997, S. 64). Der Anteil des Zwischenabflusses am Gesamtabfluss wird vom Feuchtezustand des Gebiets bestimmt.

Durch das Berücksichtigen des kapillaren Aufstiegs in WaSiM-ETH ist ein Ausgleich von Verdunstungsverlusten aus dem Zwischenabfluss-Speicher und aus der gesättigten Zone möglich. Wenn der Zwischenabfluss-Speicher nicht leer ist, wird das Defizit zunächst proportional zur Füllung des Zwischenabfluss-Speichers durch Rückfluss von Wasser aus diesem Speicher in den Bodenspeicher ausgeglichen. Weitere Defizite im Wurzelraum werden anschließend durch Rückfluss von Wasser aus der gesättigten Zone (z.B. Grundwasser) gemindert oder ganz ausgeglichen (SCHULLA 1997, S. 61). Der Basisabfluss wird für jedes (Teil-)Einzugsgebiet ausgegeben und wird in Abhängigkeit vom mittleren Sättigungsdefizit im (Teil-)Einzugsgebiet berechnet. Die Berechnung des Basisabflusses stützt sich dabei auf eine Berechnung aus den, dem Gewässernetz seitlich zuströmenden, lateralen Flüssen (BEVEN & KIRKBY 1979, BEVEN 2001).

Im Anschluss an die Berechnung sämtlicher Flüsse des Bodenmodells erfolgt eine Bilanzierung des mittleren Sättigungsdefizites. Dadurch ist die Bestimmung der lokalen Sättigungsdefizite für das folgende Zeitintervall gewährleistet. Dazu wird vom Sättigungsdefizit die mittlere Grundwasserneubildung abgezogen und der in diesem Zeitschritt berechnete Basisabfluss sowie der mittlere Rückfluss in den Bodenspeicher addiert (SCHULLA 1997, S. 69). Anhand von Bodenparametern (vgl. WaSiM-ETH-Steuerdatei – Tabelle T11 im Anhang – "soil model") wird die modellierte Abflussspende auf der Basis von gemessenen Abflussspenden kalibriert. Dies erfolgte mittels Pegelmessungsdaten der CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA am *Embalse de Puentes* der Jahre 1988 bis 1990. In iterativen Schritten wurden die Parameter (m , T_{korrr} , K_{korrr} , r_{k_r} , k_d , k_{h_r} , Sh_{maxr} , QD_{Schnee} , P_{grenz}) an die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet angepasst, bis eine adäquate Übereinstimmung der modellierten Ergebnisse mit den gemessenen Abflussspenden erreicht war (vgl. POST 2002, S. 103ff).

3.3.4 Abflusskonzentration

Die Abflusskonzentrationen und die Fließvorgänge im Gerinne werden auf dem Aggregationsniveau der Gitterzelle berechnet. So wird das laterale Fließen der einzelnen Abflusskomponenten, von ihrem Bildungsort bis zum Austritt in das Gewässer, nachgebildet. Der Oberflächenabfluss fließt, nach seinem Entstehen auf den einzelnen Gitterzellen, dem topographischen Gefälle folgend zum nächsten Gewässerlauf und weiter bis zum Gebietsauslass. Dabei kommt es zu einer Zeitverschiebung zwischen Entstehung des Oberflächenabflusses und seinem Durchfluss am Gebietsauslass, der sogenannten Translationszeit sowie zu einer Abflachung der Abflussganglinie durch Retentionseffekte auf der Landoberfläche und im Gewässernetz.

Die Translation wird maßstabsunabhängig durch einen hydraulischen Ansatz berechnet (SCHULLA 1997, S. 64). Für jede Gitterzelle wird die Fließzeit bis zum Gebietsauslass ermittelt. Dabei wird angenommen, dass die Oberflächenrauigkeiten zeitlich konstant sind und dass der Landoberflächenabfluss immer mit einer mittleren Fliesstiefe von 1 cm abfließt. Dabei geht die aus dem digitalen Höhenmodell abzuleitende Gerinnegeometrie, Gefällewerte, die Abflussspende für mittleres Hochwasser sowie die Fließakkumulation ein. Die Fließgeschwindigkeit wird nach dem *Manning-Strickler* Ansatz ermittelt. Die Fließzeiten werden dann nach der sogenannten Laufzeit-Flächenfunktion (DYCK 1983) berechnet. Für die Retentionsberechnung wird der Oberflächenabfluss aus der untersten Fließzeitzone über einen Einzellinearspeicher mit einer vorzugebenden Speicherkonstante geleitet (SCHULLA 1997, S. 65)

Je nach Größe des zu modellierenden Einzugsgebietes können die Transformationsprozesse, sowie Diffusion und Retention im Gewässernetz nicht immer unberücksichtigt bleiben. Diesem Sachverhalt kann durch ein sogenanntes Abflussrouting Folge geleistet werden. In WaSiM-ETH erfolgt das Abflussrouting der Modellierung einer kinematischen Welle, wobei Trägheits- und Diffusions-effekte des Wellenablaufs bei der Berechnung der Fließgeschwindigkeiten vernachlässigt werden. Im Anschluss an die Translationsbewegung wird die Retention bzw. Diffusion der Welle durch einen Linearspeicheransatz berücksichtigt (SCHULLA 1997, S. 71).

Weitere und ausführlichere WaSiM-ETH-Modell- und Prozessbeschreibungen sind in SCHULLA (1997), SCHULLA & JASPER (2000), und POST (2002) zu finden. Abschließend sei auf das WaSiM-ETH Flussdiagramm (Abbildung 26) sowie auf die modifizierte Steuerdatei (Tabelle T11 im Anhang) hingewiesen.

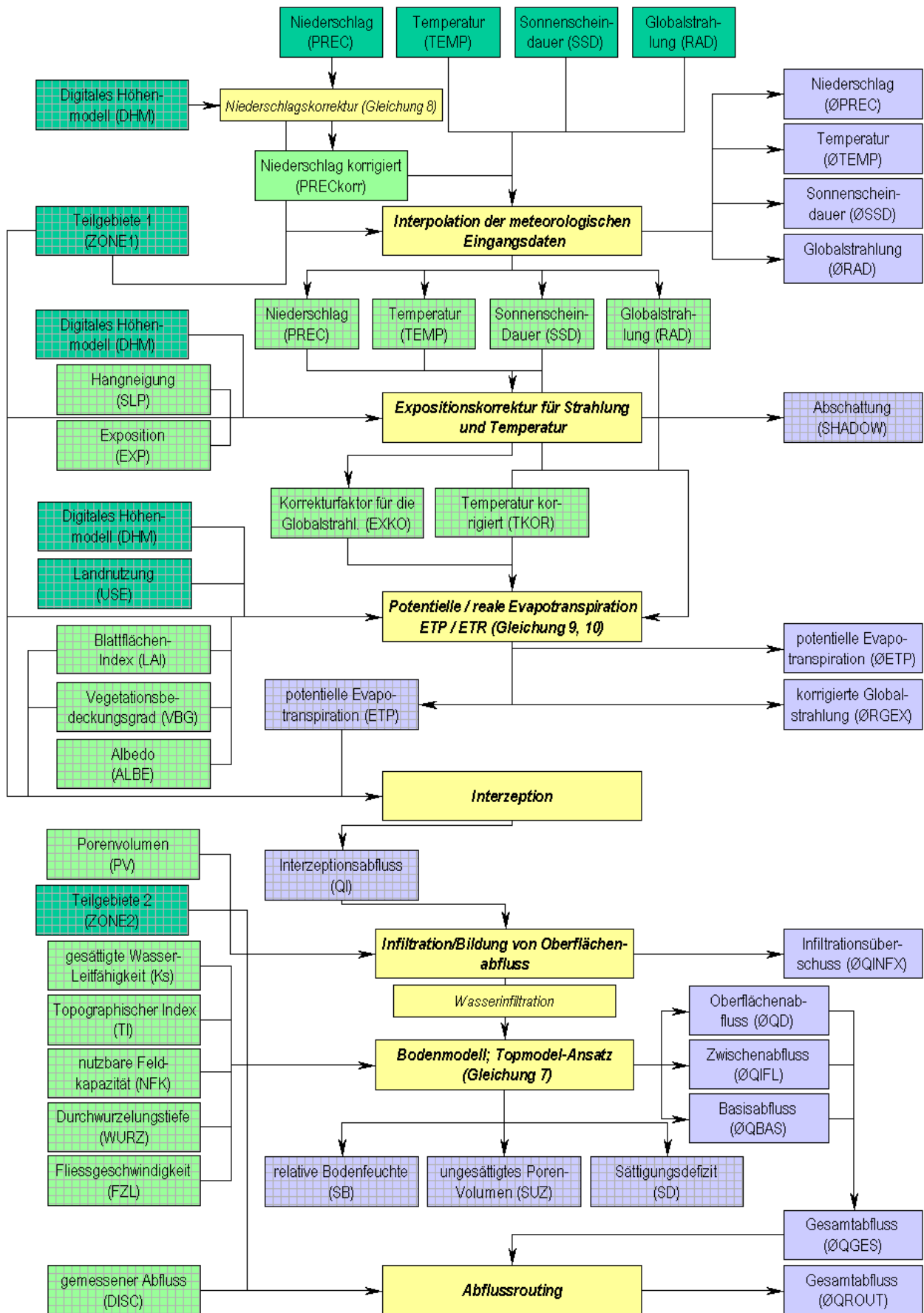


Abbildung 26 Flusdiagramm für WaSiM-ETH – Topmodelansatz (eigene Darstellung, verändert nach SCHULLA & JASPER 2000, S. 60)

3.3.5 Erstellung von Landnutzungsszenarien

Die Veränderung der Vegetationsdecke bzw. der Landnutzung hat Auswirkungen auf den Wasserhaushalt des Oberbodens sowie auf die potentielle Erosion durch Wasser. Diese Veränderung basieren hauptsächlich auf klimatischen oder anthropogenen Einflussfaktoren. Seit dem Spätglazial und insbesondere seit Beginn der landwirtschaftlichen Nutzung hat sich das Erscheinungsbild der Vegetationsdecke mehrfach grundlegend verändert.

Um diese Änderungen sowie deren Auswirkung auf den Wasserhaushalt quantifizieren zu können, wurden auf der Grundlage von aktuellen Landnutzungsdaten (Corine 1987) Szenarien berechnet, die eine potentiell natürliche Vegetationsdecke (mit primärer landwirtschaftlicher Nutzung von Gunsträumen) bzw. eine intensivierete Landnutzungssituation darstellen (vgl. Tabellen 7 bis 9). Neben den *Corine*-Daten wurden in einer räumlichen GIS-Analyse Hangneigungsinformationen herangezogen um eine möglichst detaillierte Abschätzung zu erreichen.

Tabelle 7 gibt die Flächenanteile der aktuellen Landnutzungsklassen (Corine 1987) für das Untersuchungsgebiet wieder, die auf der Basis der in Tabelle 8 und 9 dargelegten Annahmen verändert wurden. Die modifizierten Flächenanteile sind jeweils am Tabellenende (Tabelle 8 und 9) angegeben und werden in Karte 19 dargestellt.

Tabelle 7 Flächenanteile [ha] an aktueller Landnutzung für das Untersuchungsgebiet (Corine 1987)

Aktuelle Landnutzung (Corine 1987):	Fläche [ha]
Siedlung (10)	512
Wintergetreide (21)	38100
Blattfrüchte (22)	10474
Wein (23)	303
Obst (trocken) (24)	224
Obst (bewässert) (26)	0
Mischkulturen (28)	66688
Espartal (31)	6025
Mischwald (32)	1559
Nadelwald (33)	33098
Matorral (34)	15906
Fels (36)	4
Halbwüstenvegetation (37)	9754
Erosionsflächen (38)	0
Feuchtgebiet (40)	125
Gewässer (50)	219

Tabelle 8 Flächenanteile [ha] an potentiell natürlicher Vegetation mit primärer landwirtschaftlicher Nutzung von Gunsträumen; Darstellung der hypothetischen Nutzungsänderung

Potentiell natürliche Vegetation (geringe Nutzung):	Fläche [ha]
Siedlung (10) in Blattfruechte (22)	512
Wintergetreide (21), Blattfruechte (22), Wein (23), Obst (trocken) (24), Mischkulturen (28) <= 3 Grad bleibt bestehen	50446
Wintergetreide (21) > 3 bis <= 15 Grad in Mischwald (32)	15231
Wintergetreide (21) > 15 in Nadelwald (33)	97
Blattfruechte (22), Wein (23), Obst (trocken) (24), Mischkulturen (28) > 3 Grad in Mischwald (32)	50015
Espartal (31) bleibt Espartal (31)	6025
Mischwald (32) bleibt Mischwald (32)	1559
Nadelwald (33) bleibt Nadelwald (33)	33098
Matorral (34) in Nadelwald (33)	15906
Fels (36) bleibt Fels (36)	4
Halbwüstenvegetation (37) in Espartal (31)	9754
Feuchtgebiet (40) bleibt Feuchtgebiet (40)	125
Gewaesser (50) bleibt Gewaesser (50)	219
Siedlung (10)	0
Wintergetreide (21)	22890
Blattfrüchte (22)	3805
Wein (23)	205
Obst (trocken) (24)	51
Obst (bewässert) (26)	0
Mischkulturen (28)	23854
Espartal (31)	15779
Mischwald (32)	66805
Nadelwald (33)	49101
Matorral (34)	153
Fels (36)	4
Halbwüstenvegetation (37)	0
Erosionsflächen (38)	0
Feuchtgebiet (40)	125
Gewässer (50)	219

Bei der Erstellung des Szenarios der "potentiell natürlichen Vegetation" wurden 91.274 ha verändert, was 49.8 % der Gesamtfläche entspricht.

Tabelle 9 Flächenanteile [ha] bei intensivierter Landnutzung; Darstellung der hypothetischen Nutzungsänderung

Intensivierte Landnutzung:	Fläche [ha]
Siedlung (10) bleiben Siedlung (10)	512
Wintergetreide (21) (auf Flaechen <= 4 Grad) in Obst (bewaessert) (26)	28385
Wintergetreide (21) (auf Flaechen > 4 und <= 8 Grad) in Blattfruechte (22)	7711
Wintergetreide (21) (auf Flaechen > 8 und <= 12 Grad) in Mischkulturen (28)	1624
Wintergetreide (21) (auf Flaechen > 12 und <= 15) bleibt Wintergetreide (21)	283
Wintergetreide (21) (auf Flaechen > 15 Grad) in Erosionsflaechen (38)	97
Blattfruechte (22) bleiben Blattfruechte (22)	10474
Wein (23) bleibt Wein (23)	303
Obst (trocken) (24) bleibt Obst (trocken) (24)	224
Mischkulturen (28) bleiben Mischkulturen (28)	66688
Espartal (31) bleibt Espartal (31)	6025
Waldflaechen (32, 33) (auf Flaechen <= 12 Grad) in Mischkulturen (28)	25102
Waldflaechen (32, 33) (auf Flaechen > 12 Grad) in Matorral (34)	9555
Matorral (34) (auf Flaechen <= 25 Grad) bleibt Matorral (34)	15419
Matorral (34) (auf Flaechen > 25 Grad) in Halbwuestenvegetation (37)	487
Fels (36) bleibt Fels (36)	4
Halbwuestenvegetation (37) bleibt Halbwuestenvegetation (37)	9754
Feuchtgebiet (40) bleibt Feuchtgebiet (40)	125
Gewaesser (50) bleibt Gewaesser (50)	219
Siedlung (10)	512
Wintergetreide (21)	283
Blattfrüchte (22)	18185
Wein (23)	303
Obst (trocken) (24)	224
Obst (bewässert) (26)	28385
Mischkulturen (28)	93414
Espartal (31)	6025
Mischwald (32)	0
Nadelwald (33)	0
Matorral (34)	24974
Fels (36)	4
Halbwüstenvegetation (37)	10241
Erosionsflächen (38)	97
Feuchtgebiet (40)	125
Gewässer (50)	219

Bei der Erstellung des Szenarios "intensivierte Landnutzung" wurden 72.961 ha verändert, was 40.2 % der Gesamtfläche entspricht.

3.4 Boden- und Sedimentanalyse

Die sedimentologische Zusammensetzung einer lithostratigraphischen Einheit (bzw. eines Bodenhorizontes) gibt wichtige Hinweise auf die Sedimentationsbedingungen und Veränderungen durch Verwitterung und Bodenbildung (TINAPP 2002, S. 46) als auch auf die präsedimentären Verwitterungs- und Erosionsprozesse des Solums. Daneben erlaubt die geochemische Analyse von Sedimenten, unter Berücksichtigung der stratigraphischen und textuellen Gliederung eine Differenzierung der Schichten mittels chemisch-statistischer Verfahren und eingeschränkt Rückschlüsse auf Erosions- und Akkumulationsprozesse sowie holozäne Klimaschwankungen.

3.4.1 Feldarbeiten

Die Geländeaufnahmen und Beprobung der Aufschlüsse erfolgten im August 2000 sowie im März/April 2001 (Aufschlüsse 01 bis 05). Die Auswahl von geeigneten Aufschlüssen erfolgte nach hydromorphologischen, klimatischen und landnutzungsbezogenen Gesichtspunkten. Die ausgewählten Aufschlüsse wurden zuerst grob mit einem Spaten auf eine horizontale Profiltiefe zwischen 10-40 cm abgestochen und nachfolgend mit einem Spatel horizontal, von oben nach unten geputzt. Anschließend erfolgte eine Profilsprache nach strukturellen und textuellen Gesichtspunkten, wie der Bodenfarbe des trockenen Sediments/Bodens (Munsell-Farbtafeln), die Korngrößenzusammensetzung (mittels Fingerprobe, BKA 1994), Skelettgehalte und Detritus, die Lagerungsdichte, Pflanzenreste und Durchwurzelung sowie das Vorkommen von Holzkohle. Die Profile wurden fotografiert, gezeichnet und nach stratigraphischer Grob- und Feineinteilung beschrieben. Holzkohlefunde sowie Holz- und Pflanzenreste wurden dokumentiert und separat beprobt. Anschließend erfolgte die Sedimentbeprobung, unter Berücksichtigung von Schichtgrenzen, von der Basis des Aufschlusses beginnend. Sedimentlagen mit grobem Detritus und hohem Skelettgehalt wurden nicht beprobt, sodass die Sedimentproben für die nachfolgenden Analysen eine Mischprobe des Feinmaterials (< 2 mm) darstellen. Die benötigte Menge (nach DIN 18123) wurde als gestörten Beutelproben einer zwischen 5 bis 10 cm mächtigen Schicht entnommen, nach der Probennahme luftdicht verschlossen und für den Transport verpackt.

3.4.2 Laboranalysen

Die gestörten Beutelproben wurden für die weitere Aufbewahrung luftgetrocknet. Anschließend wurde eine Teilprobe bei 55°C getrocknet (mind. 48 Stunden), gesiebt (< 2 mm) und von sichtbaren Pflanzen- und Wurzelteilchen gereinigt. Für die Messung des pH-Wertes und der elektrischen Leitfähigkeit wurde 10 g Probenmaterial eingewogen und mit 25 ml Aqua dest. versetzt. Nach zwei Stunden, in denen die Proben mehrfach umgerührt wurden, erfolgte die pH-Messung mittels einer auf den pH-Wertebereich 7 - 9 kalibrierten Glaselektrode eines pH-Meter (pH-Meter E512 der Firma Metrohm Herisau, Schweiz).

Zur Bestimmung des Anteils der löslichen Stoffe einer Sedimentprobe, die durch chemische Verwitterung und anschließende Verlagerung durch zirkulierendes Bodenwasser dem System entzogen

werden können (vgl. BRÜCKNER et al. 1993, S. 72), wurde die elektrische Leitfähigkeit 24 Stunden nach Wasserzugabe (10 g Feinmaterial und 25 ml Aqua dest.) mit einem *Conductivity Meter* (WTW LF95, Weilheim) gemessen.

Die Bestimmung des Gesamtchemismus erfolgte anhand einer energiedispersiven Röntgenfluoreszenz-Analyse (SIEMENS SRS 303 AS). Dabei werden die Hauptelemente Silizium, Eisen, Aluminium, Mangan, Calcium, Natrium, Kalium, Magnesium, Phosphor und Titan in Gew.-% und die Spurenelemente Barium, Zink, Cadmium, Kobalt, Nickel, Blei, Kupfer, Chrom in mg/kg (ppm) angegeben. Die Probenvorbereitung für die RF-Analyse erforderte eine Trocknung der gesiebten Proben (< 2 mm) (vgl. HINDEL & FLEIGE 1991) bei 55 °C (mind. 48 Stunden). Die Homogenisierung erfolgte mittels einer Achatkugelmühle, in der die Sedimentproben mindestens eine Stunde bei 300 U min⁻¹ gemahlen wurden. Anschließend wurde aus 1 g (+/- 0.0002 g) der homogenisierten Probe und 1.5 g (+/- 0.0002 g) Linterspulver als Matrix, Pulverpresslinge für die weitere RF-Analyse hergestellt.

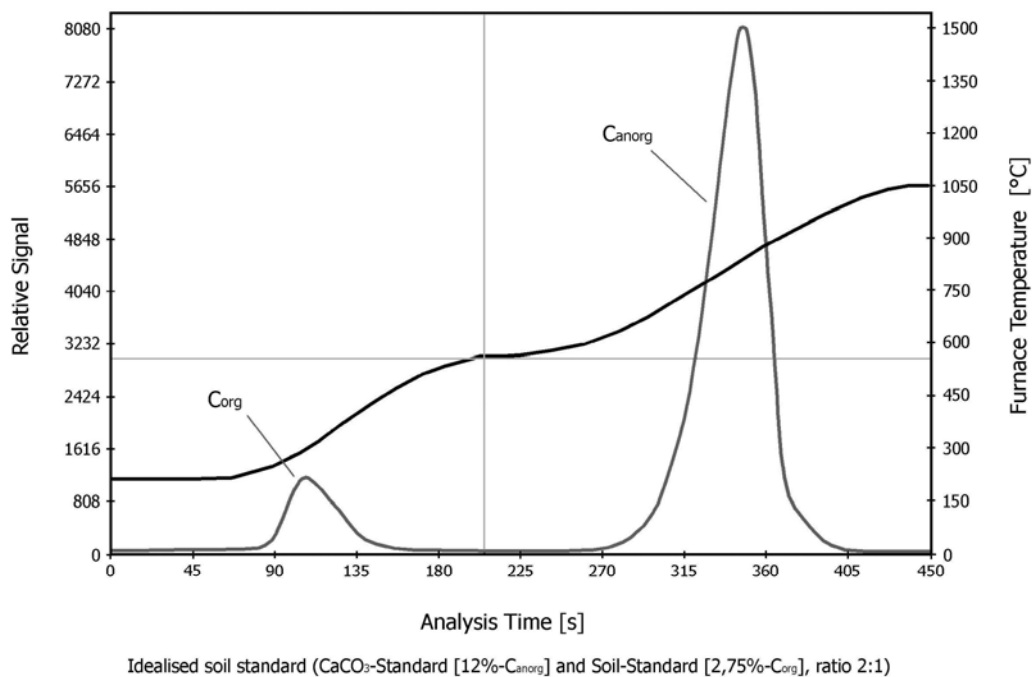


Abbildung 27 Zwei Phasen - Analyse von C_{org} und C_{anorg} am LECO (RC-412), idealisierte Bodenprobe (eigene Messung und Darstellung)

Die Anteile des organischen Kohlenstoffes (C_{org}) und des anorganischen Kohlenstoffes (C_{anorg}) der Sedimentproben wurde mit einem Multiphasen-Kohlenstoff-Analysator (LECO RC-412) bestimmt. Dieser Infrarot-Gasspektrometer misst während einem zeitlich kontrollierten Verbrennungsvorgang von 200 mg homogenisiertem Probenmaterial den CO_2 - Gehalt im Sauerstoffstrom (vgl. BIRKELBACH 2000, S. 914). Durch eine Zwei-Phasen-Analyse erfolgt die selektive Quantifizierung des organisch gebunden Kohlenstoffes (200-550 °C) und des anorganisch gebunden Kohlenstoffes (550-1050 °C) (vgl. Abbildung 27).

Durch die Summierung von C_{org} und C_{anorg} resultiert der prozentuale Gesamtkohlenstoffgehalt (C_{gesamt}). Nach BRAUER & NEGENDANK (1993) kann das Auftreten von Siderit zu einer Überbewertung des C_{org} zulasten des C_{anorg} führen, da sich Siderit bereits bei Temperaturen von 400°C zu zersetzen beginnt.

Mittels palynologischen Auswertungen ist es möglich, Informationen sowohl zur natürlichen als auch zur anthropogen beeinflussten Vegetationsentwicklung des Holozäns zu erhalten. Die Dichte der Vegetation ist dabei ein wichtiger Gradmesser für die Landnutzungsintensität in historisch und prähistorischen Zeiträumen (vgl. TINAPP 2002, S. 47). Eine Pollen-Voruntersuchung von ausgewählten Sedimentproben erfolgte am Institut für Botanik der Universität Hohenheim durch Frau Dr. Maria Knipping. Die Ergebnisse sind in Kapitel 4.3.1 dargestellt.

3.4.3 Datierungen

Holozäne Sedimentkörper lassen sich bei der Feldansprache häufig nur schwer feinstratigraphisch untergliedern (vgl. TINAPP 2002, S. 47). Eine zeitliche Einteilung und Zuordnung verschiedener Schichten ist praktisch unmöglich. Deshalb kommt den Datierungsmethoden in Bezug auf die differenzierte Einteilung und zeitliche Stellung von Sedimenten sowie der Berechnung von Sedimentationsraten eine entscheidende Rolle zu. Absolute Datierungen von Holzkohle oder humosem Material ergeben wichtige Zeitmarken für die nachfolgende Interpretation.

Bei den Aufschlüssen 01, 04 und 05 konnten Holzkohleproben geborgen werden. Diese wurden im *Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung* in Kiel (Prof. Dr. P. Grootes) mit Hilfe der Radiocarbonmethode ^{14}C (AMS) datiert. Die Angabe der ^{14}C -Resultate erfolgt als kalibriertes Datum im 68.3 % Konfidenzintervall (One-Sigma-Range) (STUIVER ET AL. 1993 und 1998, Datenbasis Intcal98: ^{14}C , CALIB rev4.3). Der Betrag der Abweichung vom angegebenen Alter resultiert aus der berechneten Zeitspanne des 68.3 % Konfidenzintervalls.

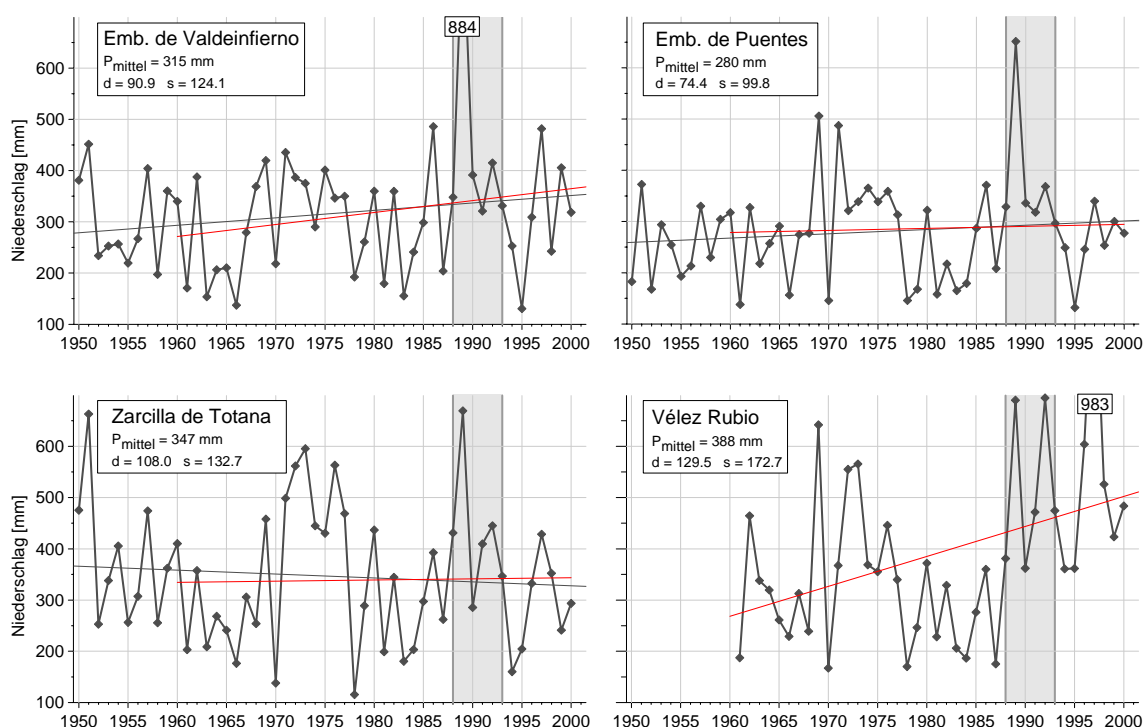
4 Ergebnisse

4.1 Auswertung und Modellierung der klimatologischen Daten

In den folgenden Teilkapiteln werden die Ergebnisse der klimatologisch relevanten Daten dargestellt und erläutert. Dazu zählen die analysierten Resultate der punktuell gemessenen Tagesniederschlagsdaten von 26 Messstationen, die flächendifferenzierte Interpolation des Gebietsniederschlags, die Charakterisierung der Niederschlagsvariabilität, die Beschreibung des zeitlichen Temperaturverlaufs sowie die Berechnung der zeitlichen und räumlichen potentiellen und aktuellen Landschaftsverdunstung auf der Basis des in Kapitel 3.3 vorgestellten Wasserhaushaltsmodells. Zusätzlich werden die Ergebnisse der potentiellen Evapotranspiration mit unterschiedlichen Berechnungsansätzen verglichen. Des Weiteren werden die Resultate verschiedener Ariditätsindizes dargestellt und deren räumliche Differenzierung erläutert.

4.1.1 Jahresniederschlagssummen und interannuelle Variabilität

Zur groben Charakterisierung des Niederschlags wird häufig das langjährige Mittel der Jahresniederschlagssumme verwandt (BREUER & WEBER 1997, CERÓN GARCÍA 1997, GARCIA DE PEDRAZA & REIJA GARRIDO 1994, LAUTENSACH 1969). In Trockengebieten sind jedoch weniger die Jahressumme der Niederschläge, sondern vielmehr die jahreszeitliche und räumliche Variabilität sowie die unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten entscheidend (GEIGER 1970, S. 15). Der typische mediterrane Niederschlagsgang mit sommerlichem Niederschlagsminimum und winterlichem bimodalen Regenmaximum (BREUER & WEBER 1997, S. 10; RIES & MARZOLFF 2003, S. 318) ist für das Untersuchungsgebiet ebenso charakteristisch wie die intensiven und komplex strukturierte Regenfälle (ALONSO-SARRIA & LOPEZ-BERMEDEZ 1994, S. 262).



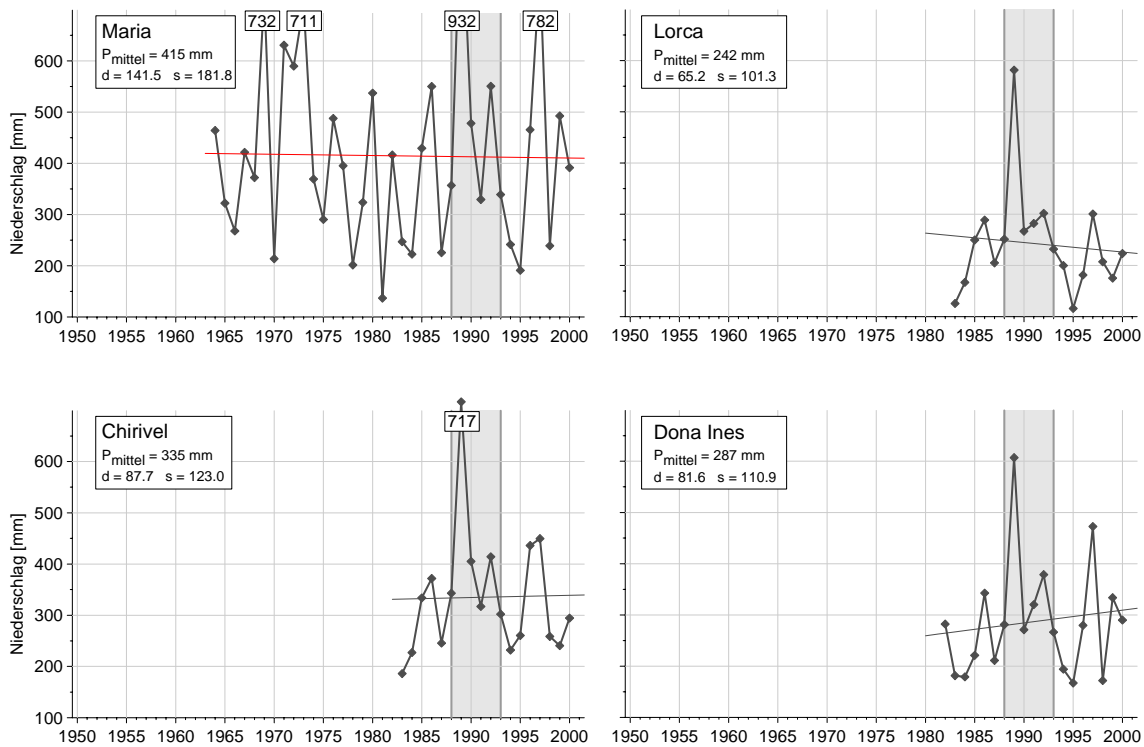


Abbildung 28 Jahresniederschlagssummen an acht ausgewählten Messstationen (P_{mittel} = langjähriges Mittel des jeweiligen Zeitraums, d = mittlere Abweichung, s = Standardabweichung); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Die Variabilität der Niederschläge wird bereits bei der Charakterisierung der zeitlich differenzierten Jahresniederschlagssummen deutlich (vgl. Abbildung 28). Die acht ausgewählten Stationen weisen im langjährigen Mittel, Jahresniederschlagssummen zwischen 242 mm (*Lorca*) und 415 mm (*María*) auf (Basis: maximal zur Verfügung stehender Zeitraum, vgl. Abbildung 28). Die Werte zeigen häufig eine räumliche Parallelität der einzelnen Jahressummen, sie sind jedoch in ihrer Größenordnung deutlich unterschiedlich. Exemplarisch hierfür können die trockenen Jahre 1961, 1970, 1978, 1981 und 1995 sowie die niederschlagsreichen Jahre 1951, 1973, 1989 und 1997 herangezogen werden. Die Jahressummen lassen im zeitlichen Verlauf und räumlichem Vergleich nur schwer langjährige Trocken- oder Feuchtphasen erkennen. In Ansätzen sind Mitte der 60er und Mitte der 80er Jahre Zeiträume extrahierbar, die über mehrere Jahre unterdurchschnittliche Jahresniederschlagssummen aufweisen (*Embalse de Valdeinfierno* 1963-1967 und 1983 bis 1985; *Embalse de Puentes* 1981-1985; *Zarcilla de Totana* 1961-1968 und 1983-1985; *Vélez Rubio* 1977-1988; *Lorca* 1983-1985; *Chirivel* 1983-1985; *Doña Inés* 1983-1985).

Der grau hinterlegte Bereich von 1988 bis 1993 markiert den Zeitraum der hydrologischen Modellierung und der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (vgl. Kapitel 4.1.14). Die Streuung der Jahresniederschlagssummen zwischen den einzelnen Jahren ist in Tabelle 4 detailliert aufgelistet.

Tabelle 10 Mittlere, minimale und maximale Jahresniederschlagssummen an acht ausgewählten Klimastationen sowie deren Streuungsparameter (d = mittlere Abweichung, s = Standardabweichung, $d[\%]$ = prozentuale mittlere Abweichung und Differenz zwischen der maximalen und minimalen Jahresniederschlagssumme) für unterschiedliche klimatologische Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

1951-1980	Mean [mm]	Min [mm]	Jahr	Max [mm]	Jahr	d	s	d[%]	Diff(max-min)
Emb. de Valdeinfierno (7198)	298	137	1966	452	1951	81.2	91.7	27.3	314
Embalse de Puentes (7205)	281	138	1961	506	1969	72.9	93.0	25.9	368
Zarcilla de Totana (7206)	358	115	1978	663	1951	117.4	140.7	32.8	548
1961-1990									
Emb. de Valdeinfierno (7198)	317	137	1966	884	1989	103.4	144.8	32.7	747
Embalse de Puentes (7205)	288	138	1961	651	1989	88.7	118.4	30.8	513
Vélez Rubio (7189A)	338	167	1970	690	1989	102.5	137.6	30.3	523
Zarcilla de Totana (7206)	343	115	1978	669	1989	123.7	146.6	36.1	554
1971-2000									
Emb. de Valdeinfierno (7198)	346	131	1995	884	1989	90.8	137.1	26.3	754
Embalse de Puentes (7205)	300	132	1995	651	1989	79.2	108.1	26.4	520
Vélez Rubio (7189A)	418	167	1970	983	1997	133.3	179.6	31.9	815
Zarcilla de Totana (7206)	367	115	1978	669	1989	116.0	141.6	31.6	554
María (7194)	426	137	1981	932	1989	147.5	187.5	34.7	795
1983-2000									
Emb. de Valdeinfierno (7198)	345	131	1995	884	1989	110.5	167.4	32.0	754
Embalse de Puentes (7205)	295	132	1995	651	1989	72.9	112.3	24.7	520
Vélez Rubio (7189A)	446	175	1987	983	1997	151.4	203.5	34.0	807
Zarcilla de Totana (7206)	330	160	1994	669	1989	93.3	123.5	28.3	509
María (7194)	415	191	1995	932	1989	151.4	200.0	36.5	741
Lorca (7208)	242	116	1995	581	1989	65.2	101.3	26.9	465
Chirivel (7187A)	335	186	1983	717	1989	87.7	123.0	26.2	531
Doña Ines (7201E)	287	167	1995	607	1989	81.6	114.2	28.4	440

Dargestellt sind die mittleren, minimalen und maximalen Jahresniederschlagssummen sowie deren mittlere Abweichung (d), deren Standardabweichung (s), deren prozentuale mittlere Abweichung ($d[\%]$) sowie der Differenz zwischen der maximalen und minimalen Jahresniederschlagssumme für die klimatologischen Zeiträume 1951-1980, 1961-1990, 1971-2000 sowie zu Vergleichszwecken für 1983-2000. Die Zeitspanne von 1983 bis 2000 wurden gewählt, um möglichst viele Niederschlagsdaten unterschiedlicher Stationen in einem einheitlichen Zeitfenster vergleichen zu können. Für diesen Zeitraum stehen zusätzlich die Daten der Stationen *Lorca* (7208), *Chirivel* (7187A) und *Doña Inés* (7201E) zur Verfügung.

Da die absoluten Streuungsmaße (d) und (s) bei unterschiedlichen Jahresniederschlagssummen nicht zu vergleichen sind (BAHRENBERG ET AL. 1990, S. 56), wurde die mittlere Abweichung (d) normiert und als mittlere prozentuale Abweichung ($d[\%]$ = *Relative Variabilität*) angegeben:

$$d[\%] = \frac{d}{\bar{x}} * 100 \quad (\text{Gleichung 11})$$

Im Folgenden wird die *Relative Variabilität* zu Vergleichszwecken als Streuungsmaß angegeben.

Die mittleren Jahresniederschlagssummen zwischen 240 mm und 450 mm sind charakteristisch für das vorwiegend semiaride, mediterrane Klima im Südosten von Spanien. Die ausgeprägte zeitliche Variabilität wird durch die Variationsbreite, den Vergleich der absoluten minimalen und maximalen Jahresniederschlagssummen deutlich. Die größte Differenz von 815 mm zwischen der geringsten und höchsten Jahresniederschlagssumme wurde für die Station *Vélez-Rubio* ermittelt, an der im Zeitraum von 1971 bis 2000, Jahresniederschlagssummen zwischen 167 mm (1970) und 983 mm (1997) gemessen wurden. Der 30 jährige Mittelwert von 418 mm weist eine mittlere Abweichung von 133 mm (32 %) und eine Standardabweichung von 180 mm auf. Die größte Streuung tritt für den gleichen klimatologischen Zeitraum für die Station *María* auf. Mit einer mittleren Abweichung von 148 mm (34.7%) im 30 jährigen Messzeitraum wurde für die Messstation in *María* die größte Streuung der Jahresniederschlagssummen berechnet. Übertroffen wird dieser Wert, bei der Betrachtung des 18 jährigen Zeitraums (1983-2000), durch die Stationen *María* und *Vélez-Rubio*, die mit einer mittl. Abweichung von 151 mm respektive einer Standardabweichung von über 200 mm den Maximalwert der Streuung charakterisieren. Die niedrigste mittlere Abweichung von 73 mm (25.9 %) wurde auf der Basis der Niederschlagsdaten des *Embalse de Puentes* für den Zeitraum von 1951-1980 ermittelt. Bei der Betrachtung der weiteren klimatologischen Zeiträume verändert sich dieser Wert für die Station am *Embalse de Puentes* kaum (vgl. Tabelle 10) und stellt im Vergleich zu den anderen Stationen, für die 30 jährigen Zeiträume den minimalsten Streuungswert dar. Für den 18 jährigen Zeitraum (1983-2000) weist die Klimastation in *Lorca* die geringsten interannuellen Schwankungen auf ($d = 65$ mm).

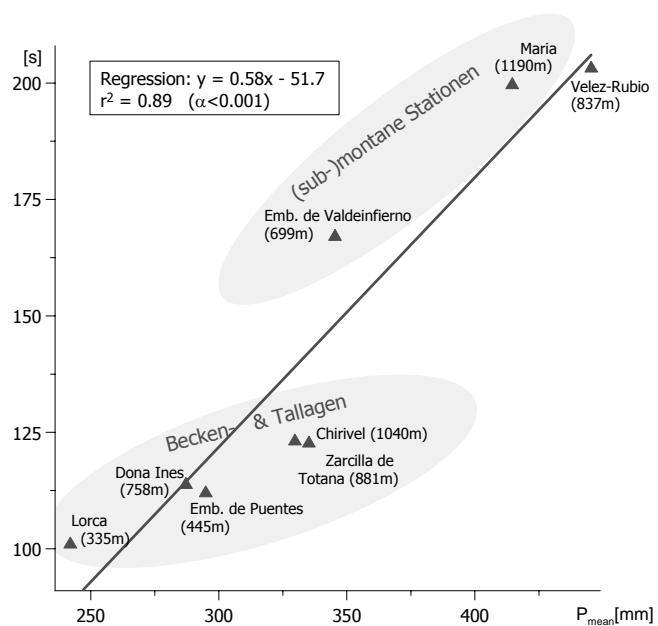


Abbildung 29 Zusammenhang zwischen der mittleren Jahresniederschlagssumme [P_{mean}] und der Standardabweichung [s] für 1983-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Der räumlichen Interdependenzen der Niederschläge werden beim Vergleich der jeweiligen minimalen sowie maximalen Jahresniederschlagssummen der verschiedenen Stationen deutlich, die zeitlich häufig korrespondieren (vgl. Tabelle 10). Für den Zeitraum von 1983-2000 wird das absolute Minimum an fünf von acht Stationen im Jahr 1995 erreicht. Die maximalen Jahresniederschlagssummen treten, mit der Ausnahme von *Veléz-Rubio* (1997), für alle aufgeführten Stationen im Jahr 1989 auf. Die Station in *Vélez-Rubio* stellt nicht nur hierbei eine Ausnahme dar, da an der Station im sonst vergleichsweise trockenen Jahr 1995, mit 362 mm Jahresniederschlag, nahezu die langjährige mittlere Jahresniederschlagssumme von 388 mm, respektive 446 mm für 1983-2000 (vgl. Abbildung 28), erreicht wird. Insgesamt werden die 18 jährigen Mittel der Jahresniederschlagssummen in den Jahren mit den absoluten Maxima um das 2 bis 2.6-fache überschritten.

Auffallend ist ebenfalls der Zusammenhang zwischen den mittleren Jahresniederschlagssummen und den zugehörigen Streuungsparameter. Je größer die jährliche Niederschlagsmenge, desto größer ist die Streuung (s). Für das Untersuchungsgebiet wird dieser lineare Zusammenhang ($r^2 = 0.89$, $\alpha < 0.001$) aus nebenstehender Abbildung deutlich. Dabei lassen sich die Klimastationen ansatzweise in (sub-) montane Stationen und in Becken- und Tallagen einteilen. Die Stationen in Becken und Tallagen, wie *Lorca*, *Doña Inés* und *Embalse de Puentes*, *Zarcilla de Totana* und *Chirivel* erhalten im Mittel zwischen 240 mm und 340 mm Regen im Jahr und zeigen mit einer Standardabweichung zwischen 100 mm und 125 mm die geringste interannuelle Variabilität im Untersuchungsgebiet. Die submontane Niederschlagsmessstation von *María* befindet sich auf knapp 1200 m ü. NN an der Nordabdachung der *Sierra María*, und wird durch mittlere Jahresniederschlagssummen von 415 mm ($s = 200.0$) charakterisiert. Die größte ermittelte Jahresniederschlagssumme an der Station in *Vélez-Rubio* (446 mm) weist gleichzeitig die größte Streuung ($s = 203.5$) auf und lässt sich als Talstation nicht in die zuvor erläuterte Klassifizierung einteilen. Als Bindeglied zwischen den montanen Stationen und den Messstellen in Becken- und Tallagen kann das intramontane Becken des *Embalse de Valdeinfierno* angesehen werden, das durch ein antezedentes Durchbruchstal (RIEDLINGER 2001, S. 179) mit dem südlich anschließenden Vorland verbunden ist.

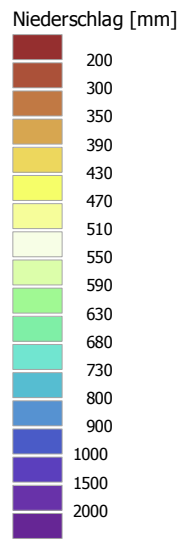
4.1.2 Interpolation des Gebietsniederschlags

Für eine flächendifferenzierte Betrachtung und zur Abschätzung der räumlichen Wasserverfügbarkeit, ist eine Gebietsniederschlagsinterpolation wichtig und sinnvoll. Deshalb wurde für das Untersuchungsgebiet anhand von Punktdaten der 21 verfügbaren Klimastationen, eine Interpolation durchgeführt (vgl. Kapitel 3.1.2). Das Ergebnis ist in den Karten 2, 7 und 8 für unterschiedliche Daten und Zeiträume dargestellt.

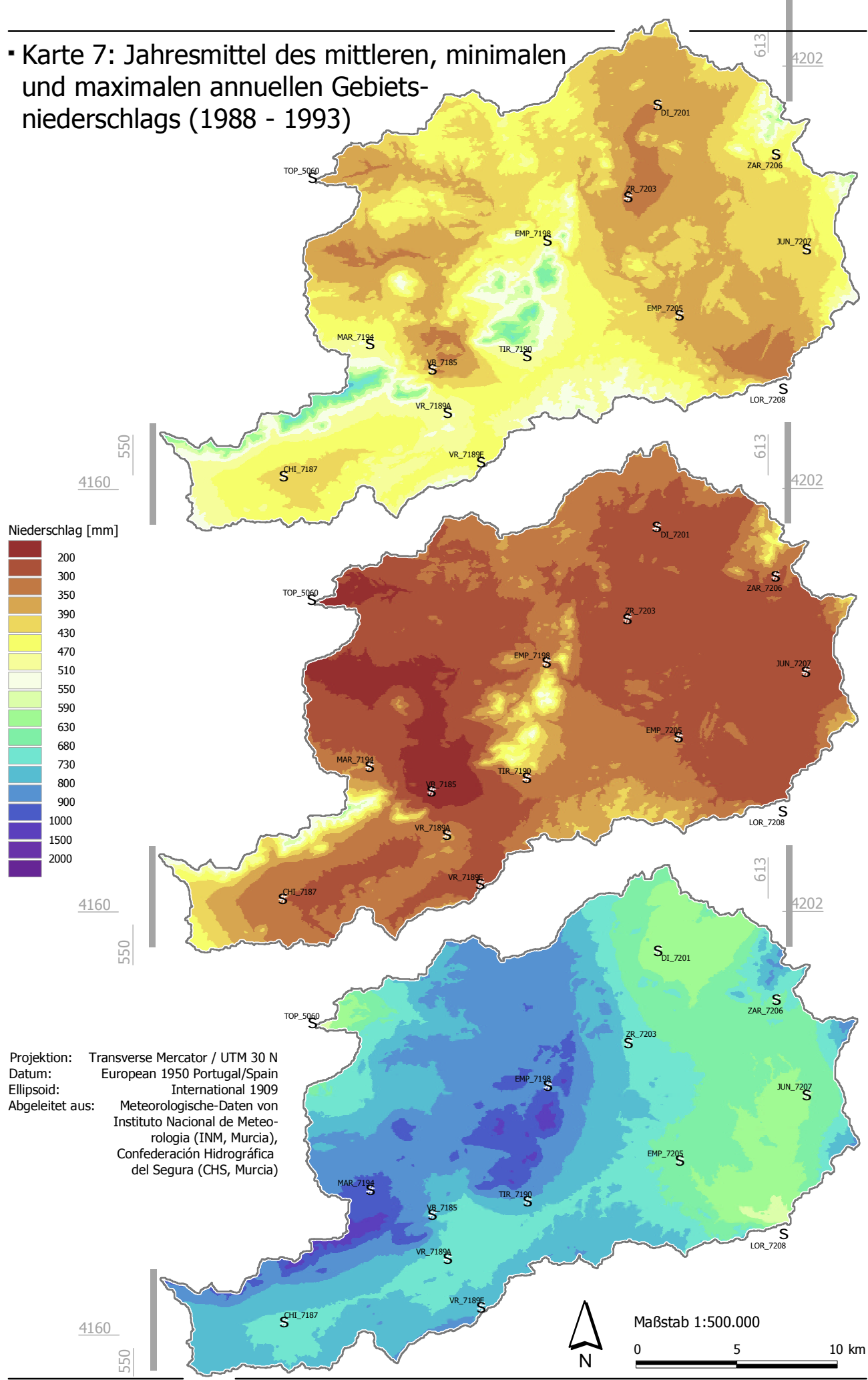
Die Karte 7 zeigt den räumlich differenzierten mittleren, minimalen und maximalen Jahresgebietsniederschlag des Bezugszeitraums zwischen 1988 und 1993. Dazu wurden von 21 Klimastationen innerhalb und außerhalb des Untersuchungsgebietes, das sechsjährige Mittel der Jahresniederschlagssummen (1988 bis 1993) sowie der minimalste und maximalste Jahreswert als Basis für die Flächeninterpolation verwendet.

Im sechsjährigen Bezugszeitraum (1988 bis 1993) schwanken die Jahresniederschlagssummen zwischen 250 mm im Gebiet von *Lorca* sowie dem Becken von *Zarcilla de Ramos* bis *Doña-Inés*, und 650 mm in den Hochlagen der *Sierra de María*, *Sierra del Gigante* und *Sierra del Pericay*. Die Süd- und Nordabdachungen der *Sierren* weisen Werte zwischen 350 und 500 mm auf. Die *Vega* bei *Vélez-Blanco* sowie das Tal des *Río Caramel*, nördlich des *Gabar* sind mit durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen zwischen 300 und 350 mm etwas trockener. Im Osten des Untersuchungsgebietes bei *Juncosa* und *Zarcilla de Totana* steigen die Werte orographisch bedingt auf rund 500 mm. Werden ausschließlich die minimalen Jahresniederschlagssummen zur Interpolation herangezogen, ergibt sich ein differenziertes Bild. Die Regenmengen der Gebirgszüge gehen auf Werte um 500 mm pro Jahr zurück, und die Becken- und Tallagen weisen teilweise annuelle Niederschlagssummen kleiner als 200 mm auf (vgl. Karte 7 und Abbildung 28). Die minimalsten Werte

▪ Karte 7: Jahresmittel des mittleren, minimalen und maximalen annuellen Gebietsniederschlags (1988 - 1993)



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Meteorologische-Daten von Instituto Nacional de Meteorología (INM, Murcia), Confederación Hidrográfica del Segura (CHS, Murcia)



werden in *Vélez-Blanco* und einem nördlich anschließenden Gebiet erreicht, das sich nördlich des *Gabar* bis nach *Topares* erstreckt. Die Beckenlagen zwischen der *Sierra del Pericay* und der *Sierra de Espuña*, nördlich von *Lorca* werden in Trockenjahren durch Werte zwischen 200 bis 250 mm, teilweise auch darunter, charakterisiert.

Im Gegensatz dazu stehen Jahre mit hohen Niederschlagsmengen (z.B. das Jahr 1989), in denen sämtliche Gebiete des Untersuchungsgebietes mehr als 500 mm Jahresniederschlag erhalten (vgl. Karte 7). Deutlich zu erkennen ist erneut die orographische Differenzierung der submontanen und montanen Stufe, die sich mit Niederschlägen über 1000 mm/Jahr deutlich von den Tal- und Beckenlagen differenzieren läßt. In den Tal- und Beckenlagen werden in niederschlagsreichen Jahren, regionenspezifisch Niederschlagssummen von 500 bis 700 mm/Jahr erreicht.

4.1.3 Vertikal-orographische Differenzierung der Niederschläge

Die Höhenangaben der Stationen in Abbildung 30 verdeutlichen zudem den generellen orographischen Einfluss auf die Niederschlagsmenge. Verschiedene Autoren (KIRKBY ET AL. 1993, S. 16; DE LA RIVA-FERNÁNDEZ 1997, S. 42ff; ICONA 1992, S. 16; ICONA 1993, S. 15) haben den Einfluss der Meereshöhe auf die Niederschlagsverteilung untersucht und Korrekturwerte für die Gebietsniederschlagsinterpolation ermittelt. Danach ist für die Region von *Vélez-Rubio* (Kartenblatt 974, Maßstab 1:100.000) mit einer Erhöhung des Jahresniederschlags von 55.7 mm/100 m, und für *Vélez-Blanco* (Kartenblatt 952, 1:100.000) von 32.4 mm/100 m zu rechnen (ICONA 1992, S. 16; ICONA 1993, S. 15). Für das Untersuchungsgebiet des *oberen Rio Guadalentín* haben eigene Berechnungen, auf der Basis von 18 jährigen Messreihen an sieben Niederschlagsmessstationen, eine geringere lineare Zunahme der Jahresniederschlagssummen um 15 mm/100 m ergeben (vgl. Abbildung 30).

Der geringste Wert, der untersuchten Datensätze, wurde für die tiefst gelegene Station in *Lorca-casco urbano* (335 m ü. NN) mit 242 mm Jahresniederschlag ermittelt. Die höchst gelegene Station in *María* (1190 m ü. NN) weist mit 415 mm die größte Jahresniederschlagssumme der ausgewählten Messstellen auf. Die Stationen *Embalse de Puentes*, *Doña Inés*, *Zarcilla de Totana*, *Chirivel* und *Embalse de Valdeinfierno* reihen sich unterschiedlich gut in den linearen Zusammenhang ($r^2 = 0.74$, $\alpha < 0.013$) ein. Auffallend ist eine grobe Zweiteilung der Messstationen, in

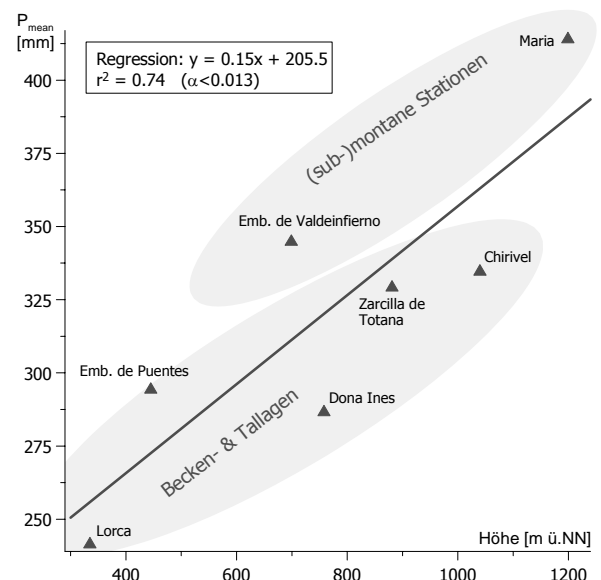


Abbildung 30 Zusammenhang zwischen der Stationshöhe [m ü. NN] und der mittleren Jahresniederschlagssumme [P_{mean}] für 1983-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Bereiche "oberhalb" und "unterhalb" der Regressionsgeraden. Die (sub-) montanen Stationen *María* und *Embalse de Valdeinfierno* weisen auf der Basis des generellen, signifikanten Zusammenhangs ($\alpha < 0.013$) für ihre Höhenlage durchschnittlich zu hohe Jahresniederschlagssummen auf.

Demgegenüber erhalten die Stationen in Becken- und Tallagen wie *Lorca*, *Doña Inés* und *Chirivel* zu geringe Regenmengen in Bezug zur Meereshöhe. Die Station von *Zarcilla de Totana* befindet sich an der Südabdachung der *Sierra de Ponce* (1446 m ü. NN), westlich der *Sierra Espuña* (1579 m ü. NN) in der *Cañada Perdida*, im Osten des Untersuchungsgebietes und wird durch einen submontanen, hügeligen Standort, in Nachbarschaft zu den weiten Becken von *Zarcilla de Ramos* und *Torrealvilla* charakterisiert. Die Station am Stausee des *Embalse de Puentes* gehört zu den Becken und Tallagen, weist jedoch mit 295 mm Jahresniederschlag, im Bezug zum allgemeinen Trend, einen erhöhten Wert auf, der durch die Höhenlage allein nicht eindeutig erklärt werden kann.

Aufgrund der extrem hohen Jahresniederschläge in *Vélez-Rubio* in den Jahren 1989, 1992 und 1997 weist die Station mit 446 mm einen überdurchschnittlich hohen Wert auf, und wurde deshalb bei der allgemeinen Berechnung der höhenabhängigen Regression nicht berücksichtigt (vgl. Abbildung 30). Die hohe Variabilität der Jahresniederschlagssummen zwischen 175 mm (1987) und 983 mm (1997) machen dies deutlich, welche mit einer mittleren Abweichung von 34 % im 18-jährigen Mittel einen der höchsten Schwankungswerte erreicht. Des Weiteren sind die Jahressumme von 983 mm (1997) sowie die Monatssumme des September 1997 mit 343 mm die höchsten ermittelten Werte aller ausgewerteten Stationen.

4.1.4 Langjährige Niederschlagsentwicklung (auf Jahresbasis)

Mit dem Ziel, mögliche langjährige Trends der Niederschlagssummenänderung beschreiben zu können, wurde für vier Stationen (*Embalse de Valdeinfierno*, *Embalse de Puentes*, *Zarcilla de Totana* und *Vélez-Rubio*) das gleitende 30-jährige Mittel, zwischen 1950 und 2000 (für *Vélez-Rubio* von 1961-2000) sowie der "standardized anomaly indices" (SAI) nach dem Ansatz von NICHOLSON (1983) berechnet (vgl. Kapitel 3.1.3). Die Ergebnisse der zeitlichen Veränderung sind in Abbildung 31 sowie in der Abbildung 32 (SAI) dargestellt.

Für das gleitende 30-jährige Mittel ist an allen untersuchten Stationen in jüngster Vergangenheit eine Niederschlagszunahme zu erkennen, die seit den 80er Jahren anhält. Die Station in *Vélez-Rubio* verzeichnet mit einer durchschnittlichen jährlichen Niederschlagszunahme von 7.4 mm, die größte Veränderung (412 mm für 1971-2000 und 338 mm für 1961-1990) seit 1961, die auch in Abbildung 31 deutlich wird. Diese stetige Zunahme wird insbesondere durch drei niederschlagsreiche Jahre Anfang bzw. Mitte der 90er Jahren verursacht (1989, 1992 und 1997), die den Trend maßgebend beeinflussen (vgl. Abbildung 31 und Tabelle T1 bis T7 (im Anhang)). Die Kurven der drei weiteren Stationen sind im generellen Verlauf miteinander vergleichbar, unterscheiden sich allerdings im Betrag der Änderung. Die berechnete durchschnittliche Jahressumme an der Station in *Zarcilla de Totana* weist für den 30-jährigen Zeitraum 1950-1979 einen Wert von 359 mm auf, der im zeitlichen Verlauf auf Werte um 331 mm (1958-1987) abfällt und anschließend kontinuierlich auf über 360 mm (ab 1968-1967) ansteigt. Die Jahressummenkurve des Niederschlags an

der Station am *Embalse de Valdeinfierno* wird im gleitenden 30 jährigen Zeitraum zwischen 1950 und 1988 durch Werte zwischen 289 und 300 mm charakterisiert. Der markante Anstieg der Kurve erfolgt durch die Berücksichtigung des niederschlagreichen Jahres 1989 (ab dem klimatologischen Zeitraum 1960-1989) und steigt zwischen dem Zeitraum 1961-1990 (317 mm) und 1971-2000 (338 mm) um durchschnittlich 2 mm per annum. Der Kurvenverlauf für die Station am *Embalse de Puentes* ist vergleichbar. In den 50 er und 60 er Jahren treten keine Extremjahre auf, und der Zeitraum von 1978 bis 1988 ist mit Jahressummen unter 200 mm überdurchschnittlich trocken (vgl. Abbildung 28). Deshalb resultiert ein gemäßigter Anstieg von 0.6 mm/Jahr für den Zeitabschnitt zwischen 1961-1990 und 1971-2000.

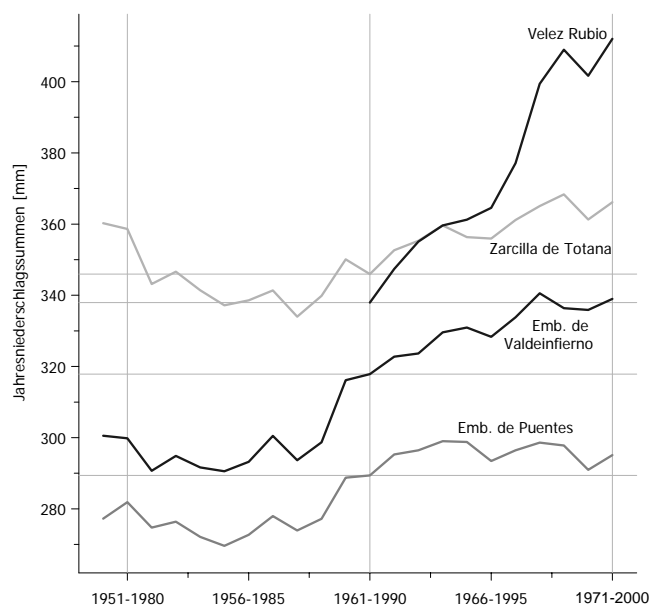


Abbildung 31 Gleitendes 30jähriges Mittel der Jahresniederschlagssummen von 1950 bis 2000; eigene Berechnung & Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

Eine weitere Möglichkeit, zeitliche Trends zu untersuchen, stellt der "standardized anomaly indices" (SAI) nach NICHOLSON (1983) dar. Ein positiver linearer Trend des SAI für den Zeitraum t beschreibt eine Zunahme der Niederschläge, ein negativer linearer Trend charakterisiert entsprechend ein Rückgang. Um die Ergebnisse besser miteinander vergleichen zu können, wurde der SAI, in Abhängigkeit von der jeweiligen Datenverfügbarkeit, für verschiedene klimatische Zeiträume berechnet. Für die Klimastationen am *Embalse de Valdeinfierno* (EMV_7198), am *Embalse de Puentes* (EMP_7205) sowie in *Zarcilla de Ramos* (ZAR_7206) wurde der SAI für die Zeiträume 1950 bis 2000 sowie für 1951 bis 1989 berechnet. Zusätzlich erfolgte eine Berechnung des Zeitraums von 1961 bis 2000 um die Ergebnisse mit der Klimastation in *Vélez-Rubio* (VR_7189A) vergleichen zu können.

Die Ergebnisse (Zeitraum 1950 bis 2000) beschreiben eine Niederschlagserhöhung für die Klimastation am *Embalse de Valdeinfierno* (+0.012/a) und am *Embalse de Puentes* (+0.008/a) sowie eine schwache Abnahme der Niederschlagssummen für *Zarcilla de Ramos* (-0.006/a). Wird der Betrachtungszeitraum verkürzt (1951 bis 1989), so erhöht sich der Betrag der Niederschlagszunahme (EMV_7198 = +0.022/a; EMP_7205 = +0.013) bzw. ändert sich die Richtung der Änderung (ZAR_7206 = +0.004). Der Verlauf der Kurven wird durch die hohe Niederschlagssumme im Jahr 1989 stark beeinflusst.

Beim Vergleich des SAI für den Zeitraum 1961 bis 2000 zeigt die Klimastation in *Vélez-Rubio* mit einer Zunahme von +0.034/Jahr, im Vergleich mit den anderen Klimastationen (EMV_7198 = +0.019/a; EMP_7205 = 0.005/a; ZAR_7206 = 0.004/a) den größten Betrag für die Zunahme der Jahresniederschlagssummen. Der Zeitraum zwischen 1988 und 2000 zeigt für VR_7189A einen

kontinuierlich, überdurchschnittlich hohen SAI Wert (vgl. Abbildung 32). Diese Tendenz kann für die anderen Klimastationen (EMV_7198; EMP_7205; ZAR_7206) nicht bestätigt werden (vgl. Abbildung 32). Generell zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung ($r^2 > 0.62$ mit $\alpha < 0.001$; vgl. Tabelle 11) der SAI Kurvenverläufe für die unterschiedlichen Klimastationen, insbesondere für die Extremwerte. Dies bestätigt die Ergebnisse des gleitenden 30 jährigen Mittels (siehe oben).

Tabelle 11 Die Stärke des räumlichen Zusammenhangs (r^2) der SAI der Jahresniederschlagssummen von vier ausgewählten Klimastationen sowie der dazugehörigen Signifikanzniveaus (α); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

	EMV_7198	EMP_7205	ZAR_7206	VR_7189A
EMV_7198		0.88	0.76	0.63
EMP_7205	<0.001		0.82	0.62
ZAR_7206	<0.001	<0.001		0.66
VR_7189A	<0.001	<0.001	<0.001	

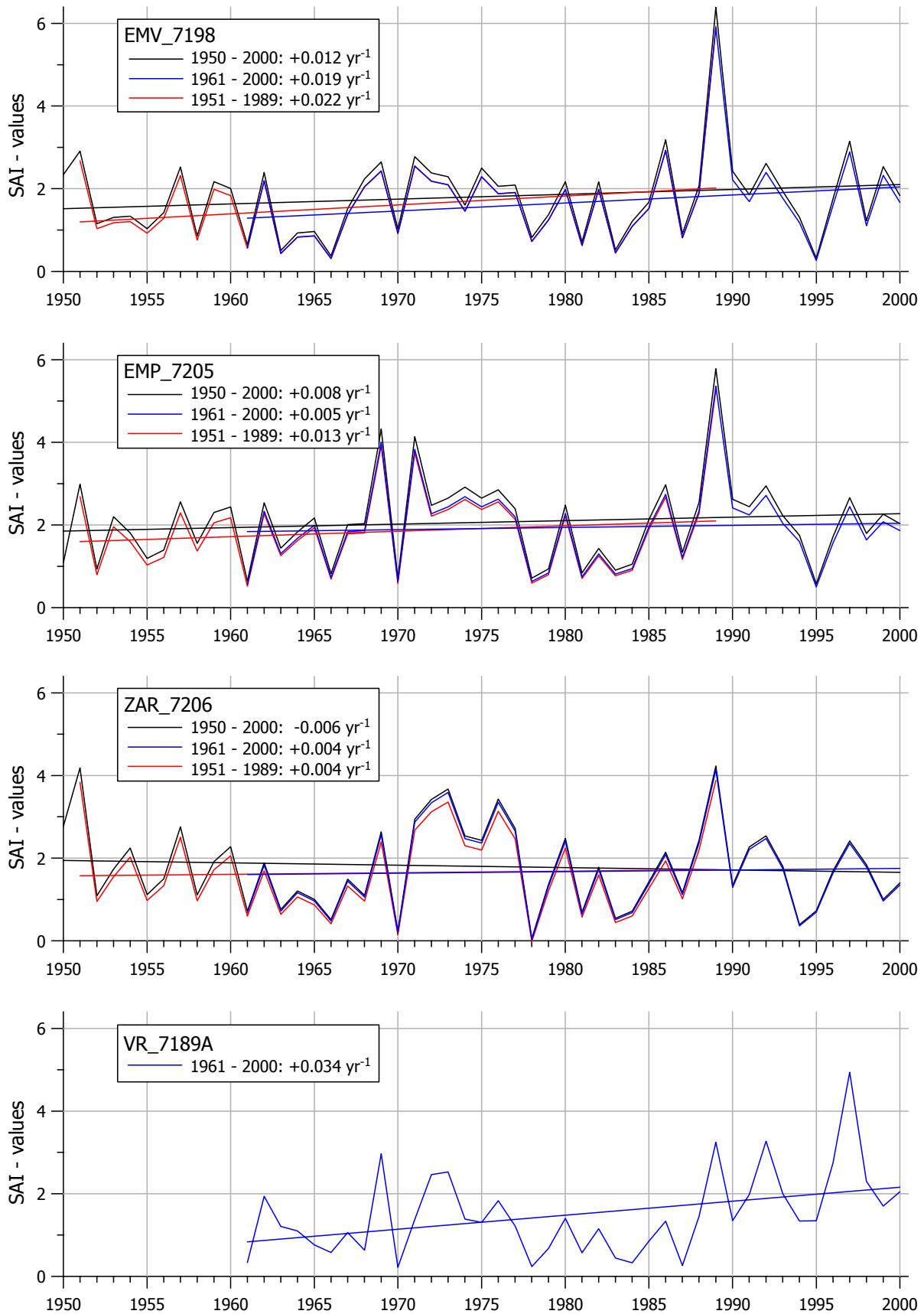


Abbildung 32

"Standardized anomaly indices" (SAI) der annualen Niederschlagssummen für die Klimastationen *Embalse de Valdeinfierno*, *Embalse de Puentes*, *Zarcilla de Totana* und *Vélez-Rubio* im Zeitraum von 1950 bis 2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

4.1.5 Monatsniederschlagssummen

In der Tabelle 12 sind die Monatsniederschlagssummen von vier ausgewählten Klimastationen (*Embalse de Valdeinfierno*, *Embalse de Puentes*, *Vélez Rubio* und *Zarcilla de Totana*), der klimatologischen Zeiträume 1961-1990 und 1971-2000 gegenübergestellt. Des Weiteren sind die absoluten Minimal- und Maximalwerte der jeweiligen Monate sowie die absoluten und relativen Streuungsparameter "s" (Standardabweichung) und "d[%]" (mittlere prozentuale Abweichung) angegeben. Durch Differenzbildung der 30 jährigen mittleren Niederschlagssummen jeden Monats der jeweiligen Station, wird die mögliche Niederschlagszunahme bzw. -abnahme und deren Betrag charakterisiert. Zur besseren Veranschaulichung sind die zugehörigen Jahreswerte angehängt.

Die langjährigen Mittelwerte der Monatsniederschlagssummen schwanken zwischen 5 und 60 mm (vgl. hierzu die Abbildung 11) im Jahresverlauf und beschreiben den typischen mediterrane Niederschlagsgang mit sommerlichem Niederschlagsminimum und winterlichem zweigipfligen Regenmaximum. Die größte Regenmenge fällt im Herbst, hauptsächlich im Oktober, mit mittleren Werten zwischen 44 und 61 mm. Die relative Variabilität beträgt in diesem Monat zwischen 73 und 117 %, die Standardabweichung zwischen 42 und 63 mm. Anders ausgedrückt bedeutet dies, dass im Oktober Niederschlagssummen zwischen 0 und 250 mm (*EMV_7198*) auftreten können. Obwohl der Oktober im langjährigen Mittel der niederschlagreichste Monat ist, wurde die größte Monatssumme mit 343 mm im September 1997 an der Station in *Vélez-Rubio* (7189A) registriert (239 mm vom 26. bis 29. September 1997). Dies zeigt, dass der Beginn der spätsommerlichen Regenzeit bereits im September beginnen kann, zumal die durchschnittlichen Niederschlagssummen in diesem Monat zwischen 21 und 38 mm betragen (d[%] zwischen 80 und 115). Im November gehen die Niederschlagsmengen auf Mittelwerte zwischen 31 und 45 mm zurück, wobei die Schwankungsbreite der mittleren prozentualen Abweichung zwischen 69 und 132 % vergleichbar groß bleibt. Ein relatives Minimum wird im Verlauf der Wintermonate Dezember bis Februar, mit langjährigen Monatsmittelwerten zwischen 19 und 38 mm erreicht (d[%] zwischen 71 und 114), bevor im Frühling ein sekundäres Maximum erfolgt. Die Monate März bis Mai beschreiben bei langjähriger Betrachtung einen vergleichsweise homogenen Verlauf, der durch ein schwach ausgeprägtes Maximum im April oder Mai, mit Werten zwischen 31 und 50 mm dominiert wird. An der Station *Embalse de Valdeinfierno* werden im niederschlagreichsten Frühlingsmonat Mai, Werte von 32.5 (1961-1990) respektive 37.8 (1971-2000) erreicht, die mit einer mittlere Abweichung von 63 bzw. 58 % die geringste annuelle Schwankung aufweist. Vergleichbar sind die Werte der Stationen *Embalse de Puentes* (April: 32.7 mm / 66 % für 1961-1990 und Mai: 31.2 mm / 73 %), *Vélez-Rubio* (Mai: 35.3 mm / 65 % für 1961-1990 und 50.2 mm / 69 % für 1971-2000) und *Zarcilla de Ramos* (April: 41.0 mm / 66 % für 1961-1990 und Mai: 43.5 mm / 74 % für 1971-2000). Der teilweise deutliche Rückgang im Juni auf Werte zwischen 20 und 33 mm deutet bereits auf die anschließende, ausgeprägte sommerliche Trockenzeit hin, die im Juli mit Monatssummen zwischen 4.5 und 6.6 mm ihr absolutes Minimum erreicht. Vereinzelt konvektive Niederschlagsereignisse während dieser Trockenzeit resultieren, aufgrund der geringen Mittelwerte, ein Maximum der mittleren prozentualen Abweichung von Werten zwischen 128 und 150 %. Die maximalen Monatssummen im Juli können in einzelnen Jahren zwischen 50 und 70 mm betragen, dem zehnfachen des langjährigen Durchschnitts. Mit Niederschlagssummen zwischen 9 und 14 mm wird im August durch

Tabelle 12 Mittlere, minimale und maximale Monatsniederschlagssummen an vier Klimastationen, sowie deren Streuungsparameter (d [%] = mittlere prozentuale Abweichung, s = Standardabweichung) und Differenz zwischen den mittleren Monatssummen der klimatologischen Zeiträume 1971-2000 und 1961-1990

EMV (7198)		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1961-1990	Mean [mm]	23.8	22.9	30.7	31.6	32.5	24.3	6.4	10.7	24.2	45.6	36.9	27.0	317
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	137
	Max [mm]	114.4	112.0	134.0	130.0	97.5	124.0	69.0	38.0	136.0	249.5	139.0	143.0	884
	d [%]	105.6	87.7	94.6	70.5	62.7	84.1	142.3	76.4	79.8	82.5	82.4	82.6	32.7
	s	32.0	27.4	37.1	31.3	25.0	28.6	15.7	10.2	28.1	53.9	36.7	32.5	145
	Diff (mean)	0.7	9.5	-2.0	-2.5	5.3	-3.6	0.2	-2.0	11.9	5.3	-0.1	-0.7	21.9
EMP (7205)		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1961-1990	Mean [mm]	19.1	18.8	27.2	32.7	28.2	23.5	5.8	12.4	21.9	45.3	31.9	21.7	288
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	138
	Max [mm]	86.6	74.4	93.9	103.7	105.3	91.7	49.4	63.7	137.1	247.1	87.9	90.0	651
	d [%]	88.4	88.1	85.0	66.4	69.9	74.7	139.9	93.7	87.2	85.4	75.4	83.9	30.8
	s	22.2	21.3	28.5	26.8	25.5	22.9	11.4	17.0	30.0	53.9	28.0	24.1	118
	Diff (mean)	3.9	6.4	-1.9	-2.1	3.0	-2.8	-0.4	-3.3	7.9	-0.9	-0.5	-2.8	6.3
VR (7189A)		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1961-1990	Mean [mm]	24.2	24.3	31.3	32.2	35.3	30.0	5.8	12.9	25.8	50.7	39.1	26.5	338
	Min [mm]	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	167
	Max [mm]	82.5	107.0	102.5	121.4	111.4	118.0	62.5	102.5	132.0	232.7	203.9	113.0	690
	d [%]	89.7	71.7	80.8	71.2	64.5	85.7	128.1	98.3	96.7	80.1	75.7	78.0	30.3
	s	25.8	25.4	30.4	29.4	28.5	32.7	13.1	20.6	32.8	58.8	42.2	28.2	138
	Diff (mean)	10.4	11.9	2.4	1.3	15.0	3.3	-0.2	-3.4	11.8	10.6	6.3	4.6	74.1
ZAR (7206)		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1961-1990	Mean [mm]	23.7	26.9	36.9	41.0	37.7	23.2	5.2	14.1	21.8	45.5	36.5	30.1	343
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	115
	Max [mm]	96.0	101.5	160.5	190.8	188.6	89.2	59.1	63.7	82.5	195.7	97.0	114.8	669
	d [%]	83.0	86.1	85.0	66.2	75.1	75.4	149.9	94.7	82.1	85.9	85.8	79.3	36.1
	s	25.8	29.9	40.4	38.4	39.4	22.8	12.5	16.7	22.6	50.1	34.6	31.2	147
	Diff (mean)	8.0	11.0	1.3	-2.1	5.8	0.7	-0.7	-2.9	0.2	4.2	-2.3	-3.2	20.1
1971-2000	Mean [mm]	24.5	32.4	28.7	29.1	37.8	20.7	6.6	8.7	36.1	50.8	36.8	26.3	338
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	131
	Max [mm]	99.0	115.0	120.0	130.0	97.5	115.0	69.0	38.0	157.5	249.5	139.0	143.0	884
	d [%]	94.7	81.6	77.2	87.2	57.6	89.8	137.9	99.4	87.2	78.6	69.1	78.5	26.6
	s	28.4	34.6	29.6	34.6	25.8	26.1	15.6	10.6	43.4	55.7	33.4	30.9	138
	Diff (mean)	0.7	9.5	-2.0	-2.5	5.3	-3.6	0.2	-2.0	11.9	5.3	-0.1	-0.7	21.9
1971-2000	Mean [mm]	23.0	25.2	25.3	30.6	31.2	20.6	5.4	9.1	29.7	44.4	31.4	18.9	295
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	132
	Max [mm]	88.1	94.2	93.9	103.7	105.3	111.1	49.4	63.7	137.1	144.1	87.9	90.0	651
	d [%]	89.8	84.5	75.5	78.1	72.8	88.3	147.5	111.3	78.2	74.8	68.8	83.1	25.9
	s	25.6	26.3	24.2	28.8	27.8	25.4	11.4	16.2	32.0	42.2	26.6	21.5	107
	Diff (mean)	3.9	6.4	-1.9	-2.1	3.0	-2.8	-0.4	-3.3	7.9	-0.9	-0.5	-2.8	6.3
1971-2000	Mean [mm]	34.6	36.1	33.8	33.5	50.2	33.3	5.5	9.5	37.7	61.3	45.3	31.2	412
	Min [mm]	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	170
	Max [mm]	136.0	247.5	95.0	145.0	165.0	183.0	62.5	83.5	343.0	232.7	203.9	136.1	983
	d [%]	96.1	89.1	72.1	80.6	68.8	96.7	133.7	120.2	103.7	73.2	74.9	80.3	31.9
	s	39.9	49.6	28.9	36.4	44.0	42.6	13.2	18.1	66.5	63.6	45.4	34.1	177
	Diff (mean)	10.4	11.9	2.4	1.3	15.0	3.3	-0.2	-3.4	11.8	10.6	6.3	4.6	74.1
1971-2000	Mean [mm]	31.8	38.0	38.1	38.9	43.5	23.9	4.5	11.3	22.1	49.6	34.2	26.9	363
	Min [mm]	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	115
	Max [mm]	165.2	184.5	160.5	190.8	188.6	119.0	59.1	63.7	82.5	151.0	97.0	114.8	669
	d [%]	82.9	90.1	79.0	80.5	74.1	86.1	146.1	118.3	78.9	75.3	81.4	78.7	31.2
	s	36.1	45.5	38.4	41.4	44.4	27.5	11.8	17.0	22.3	46.3	32.2	28.5	138
	Diff (mean)	8.0	11.0	1.3	-2.1	5.8	0.7	-0.7	-2.9	0.2	4.2	-2.3	-3.2	20.1

schnittlich doppelt so viel Regen registriert wie im Juli, wenngleich die Trockenheit dominiert (vgl. hierzu Kapitel 3.1.1). Beachtlich ist das Resultat der minimalen Monatsniederschlagssummen aller ausgewerteten Stationen. Demnach besteht im Zeitraum von 1961-2000 an allen Stationen und in jedem Monat die Möglichkeit, dass innerhalb eines Monats kein Regen fällt. Mit der Ausnahme der Station *Embalse de Valdeinfierno*, im 30jährigen Zeitraum 1971-2000 (absolutes Minimum für Mai: 3.5 mm), traten zu jeder Jahreszeit Monate ohne Niederschlag auf.

Durch die Differenzbildung der langjährigen Monatsniederschlagssummen (1971-2000 und 1961-1990) kann der allgemeine annuelle Trend der Zunahme bzw. Abnahme der Niederschlagssummen (vgl. Tabelle 12), in monatlicher Auflösung dargestellt werden. Die blau hinterlegten Felder charakterisieren eine Niederschlagszunahme (mind. 2 mm), die gelb hinterlegten Felder eine Niederschlagsabnahme (mind. 2 mm) zwischen den Mittelwerten der Jahre 1961-1990 und 1971-2000. Dabei zeigt sich, dass die Niederschlagssummen der Wintermonate Januar und Februar, des Mai sowie des September und Oktober zum Teil deutlich (über 10 mm) zugenommen haben. Insbesondere an der Station in *Vélez-Rubio* werden beachtliche Zunahmen verzeichnet, die sich auch beim Vergleich der Jahressummen (338 mm für 1961-1990 und 412 mm für 1971-2000) ablesen lassen. Generell lässt sich der allgemeine annuelle Trend der Niederschlagszunahme (vgl. Tabelle 12 und Abbildungen 28, 31, 32) auch im jahreszeitlichen Verlauf beschreiben und differenzieren.

4.1.6 Langjährige Niederschlagsentwicklung (auf Monatsbasis)

Für eine detailliertere Charakterisierung der monatlichen Niederschlagsänderung zwischen 1950 und 2000 wurde ein gleitendes 30 jähriges Mittel der Monatsniederschlagssummen berechnet. Die Vorgehensweise und die Klimastationen sind äquivalent zur Abbildung 31 und deren Beschreibung. Diese Differenzierung macht im Vergleich zur vorangegangenen, tabellarischen Skizzierung, eine zeitlich detailliertere Beschreibung der monatlichen Veränderungen möglich. Die gleitenden 30 jährigen Monatsmittelwerte sind für jeden Monat als gleichskaliertes Diagramm in den Abbildungen 33 und 34 dargestellt. Anhand dieser Diagramme wird die zeitliche Änderung der monatlichen Niederschlagssummen, deren Größenordnung im Jahresverlauf sowie das monatliche Trendverhalten anschaulich dargestellt.

Die postulierten Resultate aus Tabelle 12, die Differenzbildung der langjährigen Monatsniederschlagssummen (1971-2000 und 1961-1990) und der daraus abgeleiteten Trends, werden durch die Ergebnisse in Abbildung 33 und 34 generell bestätigt. Allerdings ergeben sich durch die quasi-kontinuierliche Betrachtung zeitliche Differenzierungsmerkmale der Schwankungen, die eine nicht-lineare Zu- bzw. Abnahme oder Stagnation der durchschnittlichen Monatsniederschlagssummen beschreibt. Dies wird bereits im ersten Diagramm für den Monat Januar deutlich (vgl. Abbildung 33), in der die Station *Vélez-Rubio* eine durchschnittliche Niederschlagszunahme von 1 mm/Jahr (zwischen 1961-1990 und 1971-2000) aufweist. Die Station *EMV_7198* zeigt eine schwache Erhöhung im zeitlichen Verlauf, die jedoch für den klimatologischen Zeitraum von 1971-2000 (24.5 mm) nahezu dem Anfangswert von 1951-1980 (23.9 mm) entspricht (Abbildung 33).

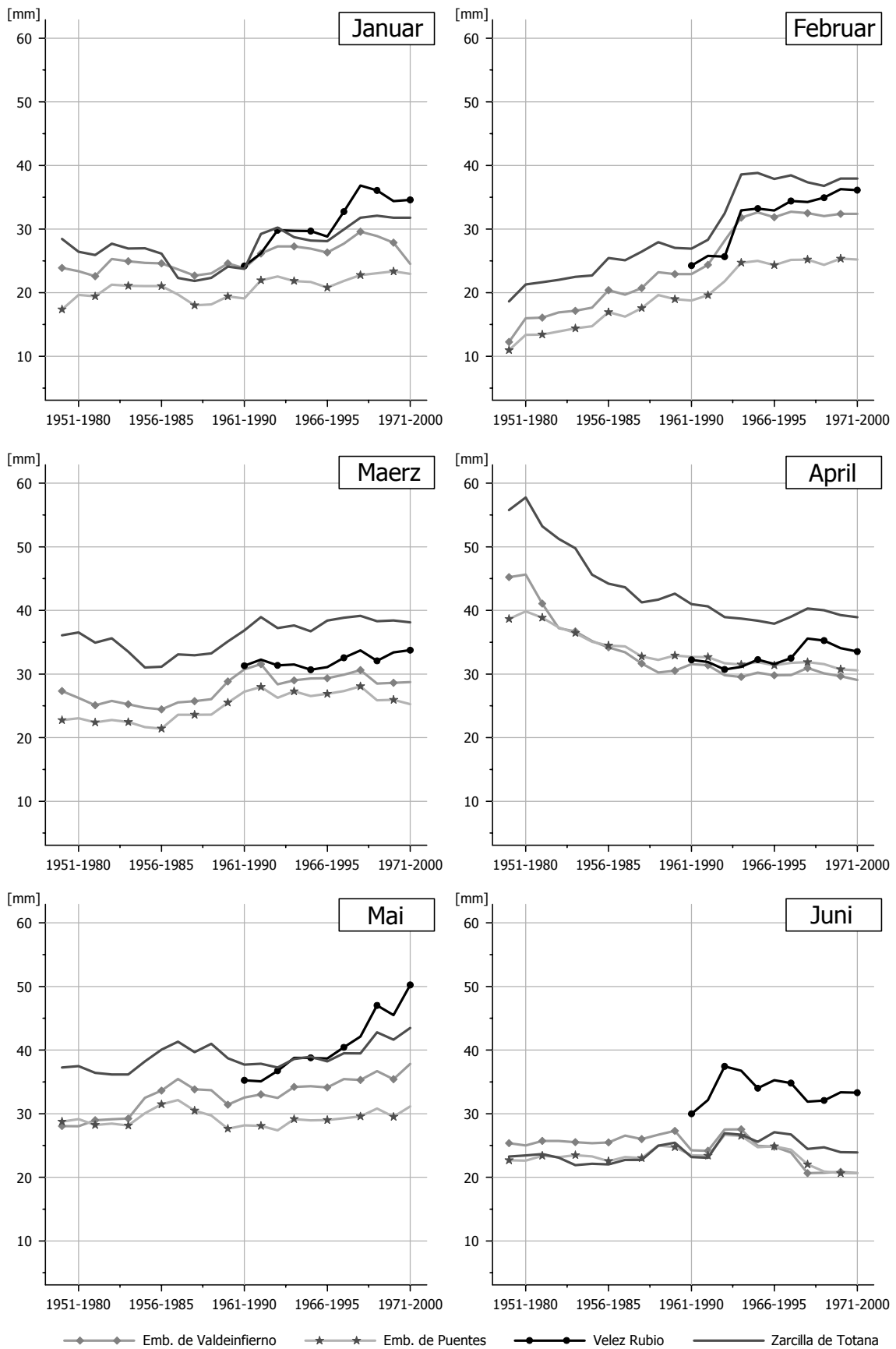


Abbildung 33 Gleitendes 30-jähriges Mittel der Monatsniederschlagssummen von 1950 bis 2000 für die Monate Januar bis Juni; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

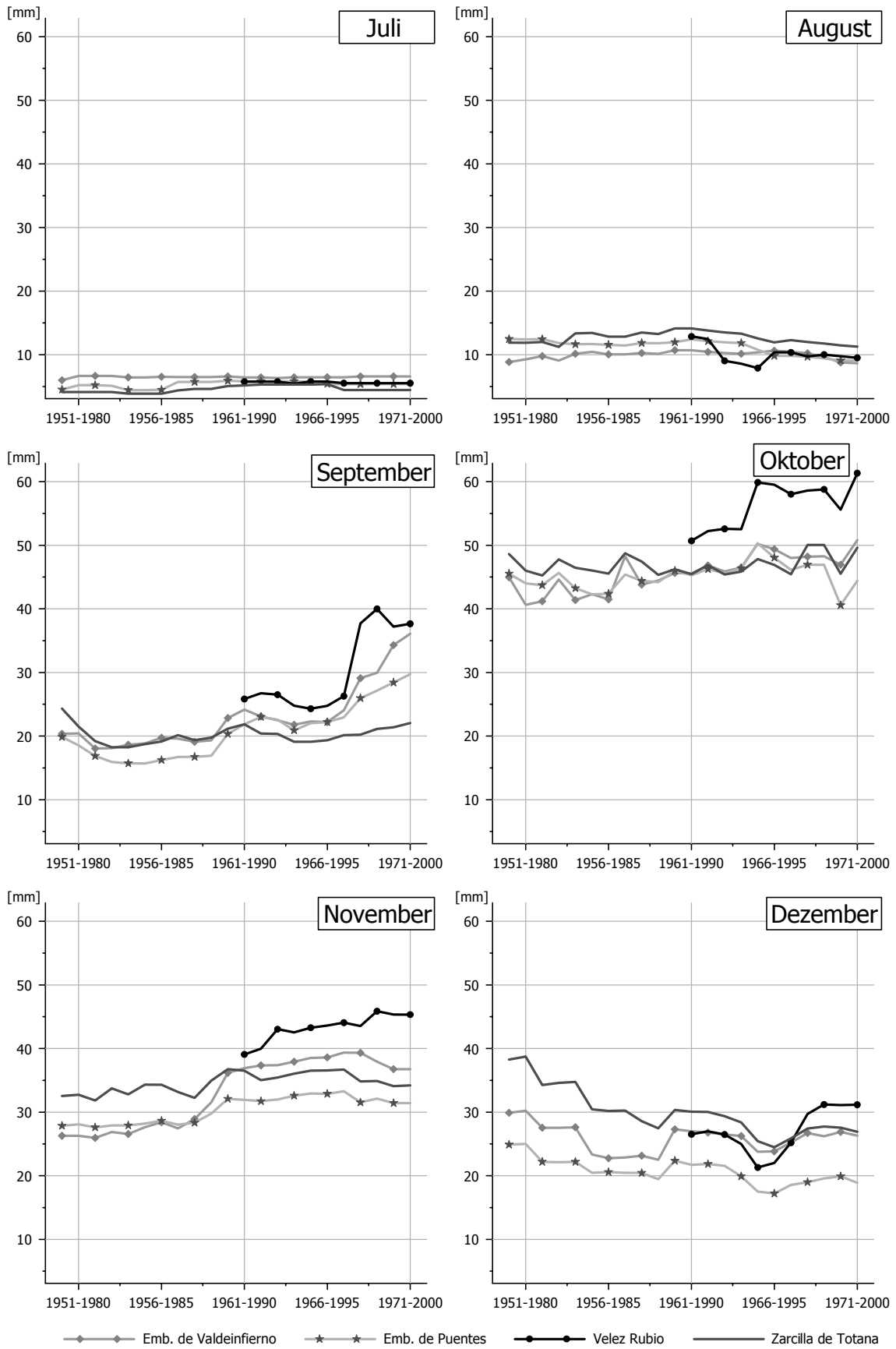


Abbildung 34 Gleitendes 30 jähriges Mittel der Monatsniederschlagssummen von 1950 bis 2000 für die Monate Juli bis Dezember; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

Der Kurvenverlauf für *EMP_7205* und *ZAR_7206* ist nahezu parallel, auch die durchschnittliche monatliche Niederschlagszunahme von 0.3 mm bzw. 0.2 mm im Zeitraum von 1950-1979 und 1971-2000 ist vergleichbar. Wird der Kurvenabfall um 1958-1987 mitberücksichtigt, so erhöht sich der Betrag der jeweiligen Niederschlagszunahme auf 0.4 mm respektive 0.8 mm (Zeitraum von 1958-1987 bis 1971-2000). Deshalb kann der Januar im Zeitraum zwischen 1950-1979 und 1971-2000 als Monat mit durchschnittlich geringer Niederschlagserhöhung beschrieben werden.

Wesentlich deutlicher ist die Niederschlagszunahme im Februar, die an den vier betrachteten Klimastationen, für das gleitende 30 jährige Mittel (zwischen 1950-1979 und 1971-2000) gleichermaßen stetig und deutlich abzulesen ist. Die mittlere jährliche Niederschlagszunahme beträgt für die Stationen *EMV_7198* 1 mm, *EMP_7205* 0.7 mm und *ZAR_7206* 0.9 mm (Zeitraum von 1950-1979 bis 1971-2000) sowie für *VR_7189A* 1.2 mm (Zeitraum von 1961-1990 bis 1971-2000). Die Monatssummen steigen im Vergleich zwischen 1950-1979 und 1971-2000 für die Station *EMV_7198* von 12.3 mm auf 32.4 mm, für *EMP_7205* von 11.0 mm auf 25.2 mm und für *ZAR_7206* von 18.6 auf 38.0 mm. Die Zunahme der Monatsniederschlagssummen an der Station in *VR_7189A* beträgt 11.9 mm (1961-1990: 24.3 mm sowie 1971-2000: 36.1 mm), die insbesondere durch den hohen Wert im Februar 1993 (247.5 mm) zustande kommt (vgl. Tabelle T3 sowie Abbildung A1, A2 im Anhang). Insgesamt betrachtet, ist der Februar der Monat mit der höchsten, mittleren Niederschlagszunahme in den letzten 50 Jahren.

Die durchschnittlichen Monatssummen im März sind an den Stationen *EMV_7198* mit 27 mm, *EMP_7205* mit 23 mm und *ZAR_7206* mit 34 mm (Zeitraum von 1950-1979 bis 1971-2000) sowie für *VR_7189A* mit 33 mm (Zeitraum von 1961-1990 bis 1971-2000) auf vergleichbarem Niveau. Einer geringen Abnahme der mittleren, monatlichen Niederschlagssummen (rund 3 bis 5 mm) in den Jahren 1953-1982 und 1956-1985 folgt eine Erhöhung der Werte um ca. 6 bis 8 mm. Anschließend (ab 1961-1990) erfolgt keine nennenswerte Veränderung. Die Kurvenverläufe der gleitenden 30 jährigen Niederschlagssummen im März beschreiben demnach eine schwach ausgeprägte Niederschlagszunahme Ende der 80 er und Anfang der 90 er Jahre sowie ausgeglichenen Verhältnisse in den übrigen Zeiträumen.

Der April ist durch einen Rückgang der Niederschlagssummen im Zeitraum zwischen 1950-1979 bis 1960-1989 gekennzeichnet. Die monatlichen Regenmengen von 45.6 mm (*EMV_7198*), 39.8 mm (*EMP_7205*) und 57.7 mm (*ZAR_7206*) im 30 jährigen Mittel (1951-1980) gehen auf 31.6 mm (*EMV_7198*), 32.7 mm (*EMP_7205*) und 41.0 mm (*ZAR_7206*) (30 jähriges Mittel von 1961-1990), zurück. Ausschlaggebend für die hohen Werte (1951-1980) sind die überdurchschnittlichen Regenfälle im April 1951, 1952, 1954, 1975 und 1976. Bei einem langjährigen Mittel von rund 50 mm Monatsniederschlag, erreichte die Station *Zarcilla de Totana* im April 1951 222 mm, im April 1952 115 mm, im April 1954 142 mm, im April 1975 96 mm und im April 1976 191 mm Regen (vgl. Tabelle T4 im Anhang). Die überdurchschnittlichen Werte der Stationen *EMV_7198* (April 1951: 188 mm; April 1952: 146 mm; April 1954: 75 mm; April 1975: 102 mm; April 1976: 130 mm, bei P_{mean} : 45 mm) und *EMP_7205* (April 1951: 101 mm; April 1952: 80 mm; April 1954: 70 mm; April 1975: 77 mm; April 1976: 104 mm, bei P_{mean} : 39 mm) sind nicht absolut aber relativ vergleichbar. Die Differenz der klimatologischen Zeiträume 1961-1990 und 1971-2000 zeigt für die zuvor be-

schriebenen Klimastationen geringfügige Abnahmen (vgl. Tabelle 12), für *Vélez-Rubio* geringe Zunahmen (1.3 mm). Generell zeigen die Niederschlagssummen im April einen negativen Trend und sind für den betrachteten Zeitraum um bis zu 17 mm (*ZAR_7206*) zurückgegangen.

Die monatlichen Niederschlagssummen im Mai schwanken zwischen 27 mm (*EMP_7205*) und 50 mm (*VR_7189A*). Für die Stationen *EMV_7198* und *ZAR_7206* ist im Vergleich der klimatologischen Zeiträume 1950-1979 und 1971-2000 eine Erhöhung der mittleren Niederschlagsmengen zu verzeichnen (28.1 mm auf 37.8 mm für *EMV_7198*; 37.3 mm auf 43.5 mm für *ZAR_7206*). Ebenso für die Station in *Vélez-Rubio*, die mit einer deutlichen mittleren Niederschlagszunahme von 35.3 mm auf 50.2 mm (Vergleich von 1961-1990 und 1971-2000) die größte Steigung erreicht. Dagegen bleiben die gleitenden Monatssummen für den Mai am *Embalse de Puentes* auf annähernd gleichem Niveau (28.7 mm für 1950-1979; 28.2 mm für 1961-1990 und 31.2 mm für 1971-2000). Die absoluten Niederschlagssummen der Stationen im Monat Mai sind mit den Werten im April vergleichbar, wenn auch der Trend, mit steigenden mittleren Niederschlagssummen gegenläufig ist.

Die Phase der sommerlichen Trockenheit beginnt meist Mitte bis Ende Juni (vgl. Abbildung 11 und Tabelle 12). Die mittleren Monatssummen schwanken zwischen 20 mm (*EMV_7198* & *EMP_7205*) und 37 mm (*VR_7189A*) und bleiben im gleitenden 30 jährigen Mittel auf vergleichbarem Niveau (*EMV_7198*, 21 bis 27 mm; *EMP_7205*, 20 bis 27 mm; *VR_7189A*, 30 bis 37 mm; *ZAR_7206*, 22 bis 27 mm). Im Vergleich der klimatologischen Zeiträume von 1961-1990 und 1971-2000 ergeben sich für die Stationen *EMV_7198* und *EMP_7205* Abnahmen der monatlichen Niederschlagssummen um 3.6 mm respektive 2.8 mm, für *VR_7189A* eine Zunahme um 3.3 mm sowie eine gleichbleibende Tendenz für *ZAR_7206* (+0.7 mm) (vgl. Tabelle 12). Insgesamt betrachtet, sind die Veränderungen im Monat Juni jedoch gering.

Die ausgeprägte Trockenheit im Juli und August wird durch langjährige monatliche Niederschlagssummen von 4 bis 6 mm im Juli und 8 bis 13 mm im August charakterisiert. Die Schwankungen der 30 jährigen Mittel sind sehr gering, wenngleich die interannuelle Variation mit Werten zwischen 0 mm und 69 mm (*EMV_7198*, Juli 1979) bzw. 102 mm (*VR_7189A*, August 1962) eine große Spannweite beschreibt (vgl. Abbildung 34 und Tabelle 12). Wie bereits im Kapitel 3.1.1 beschrieben, dominieren bei einer langjährigen Betrachtung die Sommermonate mit geringen Niederschlägen. So wurde an den Stationen *EMV_7198*, *EMP_7205*, *VR_7189A* und *ZAR_7206* im Zeitraum von 1961 bis 2001 im Juli in 105 von 164 Monaten (64 %) des Gesamtzeitraums kein Niederschlag (<1mm) registriert. In 135 Monaten (82 %) fiel jeweils weniger als 5 mm, in 144 Monaten (88 %) weniger als 10 mm Regen und lediglich in 9 Monaten (7 %) konnte eine monatliche Niederschlagssumme von größer als 20 mm erreicht werden. Für den Monat August wurden für den gleichen Bezugszeitraum für 55 von 164 Monaten (34 %) kein Niederschlag (<1mm) gemessen, die Hälfte der Monate (51 %) weisen Monatsniederschlagssummen kleiner 5 mm auf, 115 Monate (70 %) haben Regenmengen kleiner 10 mm und lediglich für 18 Monate (17 %) wurden Monatssummen größer 20 mm registriert. Eine ausführliche Beschreibung der sommerlichen Trockenheit, Dauer und Charakterisierung der anschließenden Niederschlagsereignisse erfolgt in Kapitel 4.1.9 sowie durch Tabelle 12.

Die extreme Trockenphase des Hochsommers wird im Verlauf des Septembers durch einzelne, unterschiedlich intensive Niederschlagsereignisse beendet (vgl. Tabelle 12). Generell werden durchschnittliche (im 30 jährigen Mittel), monatliche Niederschlagssummen zwischen 16 mm und 40 mm erreicht. Mit der Ausnahme der Station in *Zarcilla de Totana* (7206) nehmen die monatlichen Niederschlagssummen im September kontinuierlich zu (Vergleich der gleitenden 30 jährigen Mittelwerte). Für die Klimastation am *Embalse de Puentes* (7205) beträgt diese Veränderung im Zeitraum zwischen 1955-1984 (15.7 mm) und 1971-2000 (29.7 mm) 14 mm und damit nahezu eine Verdopplung der mittleren Monatsniederschlagssummen im Zeitraum von 16 Jahren. Noch größer ist diese Differenz für die Station *Embalse de Valdeinfierno* (7198) im gleichen Zeitraum mit einer Zunahme um 17.2 mm (18.9 mm auf 39.1 mm). Die größten Veränderungen werden für die Station in *Vélez-Rubio* (7189A) ermittelt (11.9 mm in 10 Jahren), welche durch intensive Niederschlagsereignisse im September 1997 (343 mm monatliche Niederschlagssumme) die größte monatliche Niederschlagssumme aufweist (vgl. Tabelle T3 im Anhang).

Der Oktober ist der niederschlagreichste Monat im Jahresverlauf, mit 30 jährigen Mittelwerten der Monatssummen zwischen 40 mm (*EMP_7205*) und 61 mm (*VR_7189A*). Die interannuelle Spannweite beträgt bis zu 250 mm (*EMV_7198*) respektive 337 mm (*MAR_7194*). Die zeitliche Veränderung ist mit rund 5 mm bis 10 mm Niederschlagszunahme im Verhältnis zur monatlichen Gesamtniederschlagssumme vergleichsweise gering. Entscheidend für diesen positiven Trend waren insbesondere die Regenmengen im Oktober 1986, 1994, 1997 und 2000 (vgl. Tabelle T1 bis T7 im Anhang). Durchschnittlich betragen die Niederschlagssummen im Oktober rund 15 % der Jahresniederschlagssumme. Dieser Wert kann in Einzeljahren zwischen 50 % und 60 % (*EMP_7205*: 2000 => 50 %; *EMV_7198*: 1986 => 51 %; *VR_7189A*: 1994 => 61 %), aber auch um 0 % bis 5 % (vgl. Tabelle T1 bis T3 im Anhang) betragen.

Die Niederschlagssummen im November gehen im Vergleich zum Vormonat auf Werte zwischen 26 mm (*EMV_7198*) und 46 mm (*VR_7189A*) zurück und beschreiben im klimatologischen Vergleichszeitraum (1951-1980 bis 1971-2000) einen positiven Trend. Die größten Veränderungen ergeben sich durch die Niederschlagssummen Ende der 80 er und Anfang der 90 er Jahre, weshalb der Kurvenverlauf zwischen 1958-1987 und 1962-1991 die größte Steigung aufweist. Die monatlichen Niederschlagssummen im November an der Station in *Vélez-Rubio* steigen im Betrachtungszeitraum (1961-1990 bis 1971-2000) kontinuierlich von durchschnittlich 39.1 mm auf 45.3 mm an. An den Stationen *EMV_7198* und *EMP_7205* ist die mittlere, jährliche Niederschlagszunahme im November von 0.5 mm bzw. 0.2 mm (Zeitraum 1950-1979 bis 1971-2000) höher als an der Station *Zarcilla de Totana* (0.08 mm).

Im Dezember fallen im 30 jährigen Mittel zwischen 17 mm (*EMP_7205*) und 39 mm (*VR_7189A*) Regen. Die Spannweite (Daten von 1950 bis 2000) beträgt für die Station *EMV_7198* 143 mm (1989), für *EMP_7205* 97 mm (1951), für *ZAR_7206* 146 mm (1951) und für *VR_7189A* 136 mm (1997, Daten von 1961-2000). Die vergleichsweise hohen Monatssummen für 1950-1979 (vgl. Abbildung 34 und Tabelle T1 bis T7 im Anhang) fallen rasch auf mittlere Werte zwischen 20 mm und 30 mm ab, und werden primär durch die intensiven Niederschläge im Dezember 1951 und 1954 verursacht. In den Jahren 1978 bis 1988 und teilweise Anfang der 90 er Jahre, wurden an

den vier zur Verfügung stehenden Stationen unterdurchschnittliche Monatsniederschlagssummen für den Dezember registriert. Demnach ist ein eindeutiger Trend für den Dezember nicht feststellbar.

4.1.7 Tage mit Niederschlag

Für eine qualitative Beurteilung der Niederschläge, besonders im Hinblick auf das Abflussverhalten des Gebietsniederschlags, der potentiellen Erosion und der Verfügbarkeit von Wasser für den Ackerbau, sind neben der quantitativen Charakterisierung, die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung und damit die Niederschlagsintensität von besonderer Bedeutung. Da für die ausgewerteten Klimastationen ausschließlich Tagesniederschlagssummen zur Verfügung stehen, werden im Folgenden die Anzahl der jährlichen Niederschlagstage, die Tage ohne Niederschlag in den Sommermonaten sowie in einem weiteren Abschnitt die berechneten, hypothetischen Tagesniederschlagsintensitäten respektive Niederschlagsdichte (vgl. Kapitel 4.1.10) betrachtet.

Die Abbildungen 35 und 36 zeigen die Anzahl der jährlichen Niederschlagstage, unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen für sechs Klimastationen des Untersuchungsgebietes. Die Klasseneinteilung erfolgte in Anlehnung an RIES (2000, S. 184ff), SEUFFERT ET AL. (1988, S. 17ff) und DESFONTAINES & MOUTARD (1968) in Tagesniederschlagssummen von 1 bis 10 mm, 10 bis 20 mm, 20 bis 40 mm und größer 40 mm. RIES (2000, S. 184ff und 2003, S. 318) charakterisiert Tagesniederschlagssummen größer 10 mm als "potentiell erosive Niederschlagsereignisse". Untersuchungen von SEUFFERT (1992, 1993) und SEUFFERT ET AL. (1988, 1992, 1999) auf *Sardinien* (Italien) haben in einem vergleichbaren mediterranen Winterregenklima ergeben, dass Niederschlagssummen von weniger als 10 mm (schwache Niederschläge = "geringe erosive Ereignisse") für Abfluss und Abtrag unbedeutend sind. Demgegenüber steht die Leistungsfähigkeit von Niederschlagsereignissen größer als 40 mm (Starkniederschläge = "extrem erosive Ereignisse"), die am Beispiel der *Torrente Pixinamanna* in Südwestsardinien ca. 5 % der Ereignisse, 22 % am Gesamtregen, 35 % am Abfluss und nahezu 60 % am Abtrag ausmachen (SEUFFERT ET AL. 1988, S. 17ff). Die von SEUFFERT ET AL. (1988, S. 17ff) vorgeschlagene Unterteilung der Niederschlagssummen von 10 bis 40 mm in unterschiedliche Intensivregenanteile, konnte aufgrund der vorliegenden Daten (Tagesniederschlagssummen) nicht berücksichtigt werden, weshalb eine Einteilung in "mäßig erosive Ereignisse" (10 bis 20 mm) und "erosive Ereignisse" (20 bis 40 mm) vorgenommen wurde. Im Folgenden werden die Tagesniederschlagssummen zwischen 10 und 40 mm auch als mittelintensive Niederschlagsereignisse bezeichnet.

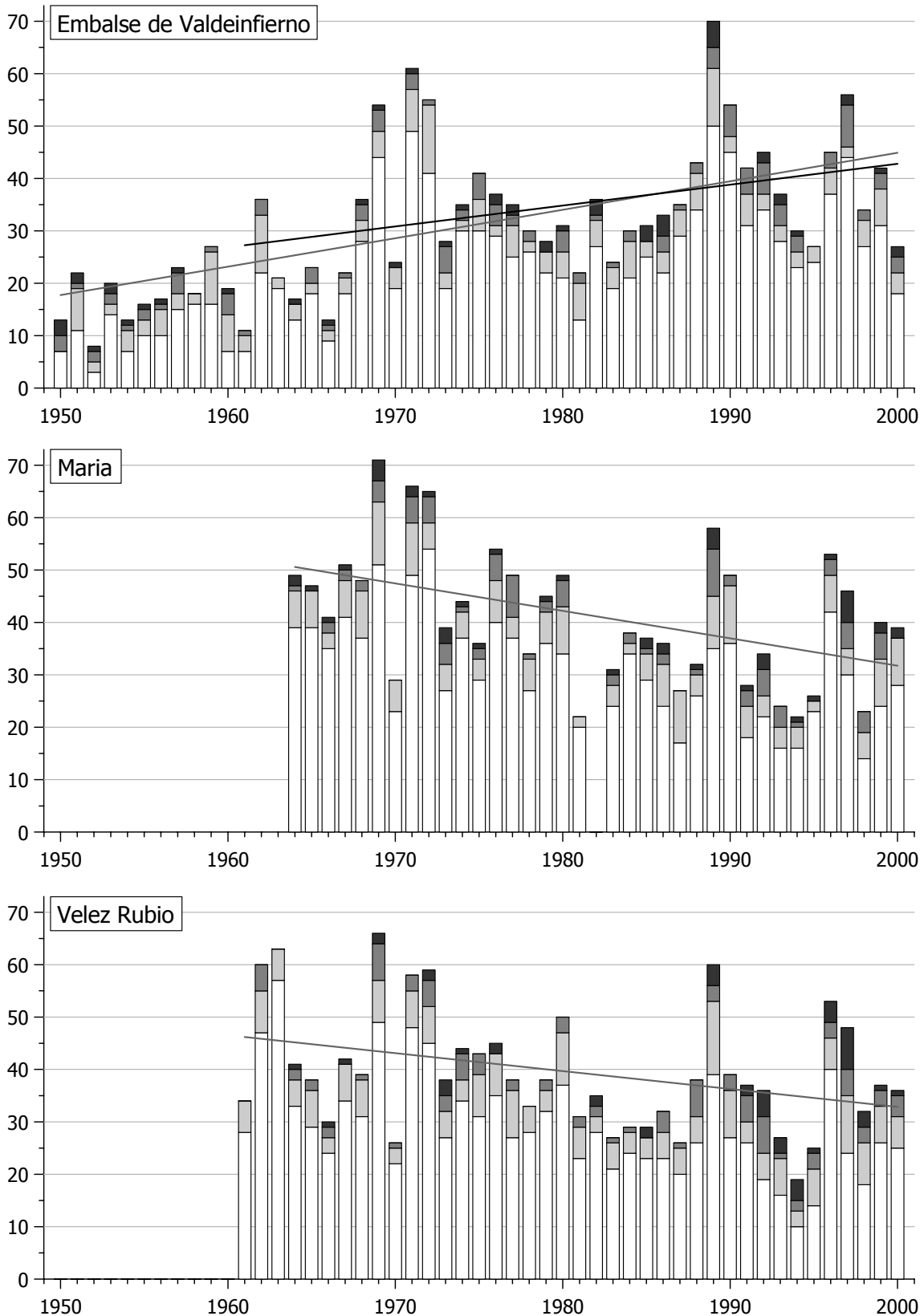


Abbildung 35 Anzahl der jährlichen Niederschlagstage (>1 mm) für die Klimastationen Embalse de Valdeinfierno (7198), María (7194) und Vélez-Rubio (7189A), unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen, 1 bis 10 mm (weiss), 10 bis 20 mm (hellgrau), 20 bis 40 mm (mittelgrau) und Tagesniederschlagssummen größer 40 mm (dunkelgrau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

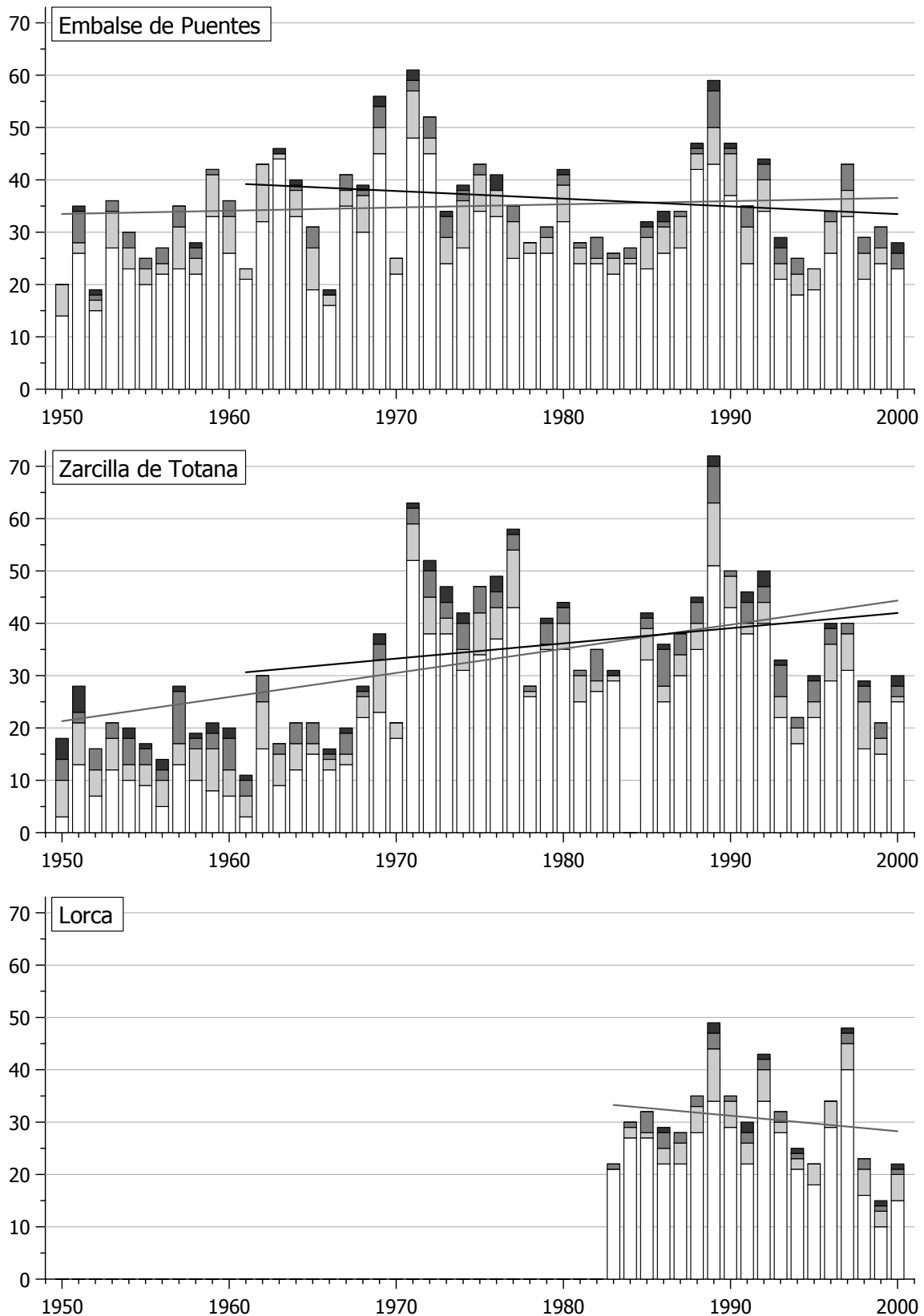


Abbildung 36 Anzahl der jährlichen Niederschlagstage (>1 mm) für die Klimastationen *Embalse de Puentes* (7205), *Zarcilla de Totana* (7206) und *Lorca* (7208), unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen, 1 bis 10 mm (weiß), 10 bis 20 mm (hellgrau), 20 bis 40 mm (mittelgrau) und Tagesniederschlagssummen größer 40 mm (dunkelgrau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Werden zunächst die Anzahl der Niederschlagstage (größer 1 mm) an den verschiedenen Klimastationen verglichen, so ist ein genereller räumlicher Zusammenhang erkennbar (vgl. Abbildung 35 und 36). Die 50 er und 60 er Jahre zeigen mit geringen Ausnahmen unterdurchschnittlich wenige Niederschlagstage, zwischen 8 und 23 (*EMV_7198*), 11 und 21 (*ZAR_7206*) sowie 19 und 36 Tagen (*EMP_7205*). In den Jahren 1969, 1971 und 1972 werden dagegen überdurchschnittlich viele Niederschlagstage (größer 1 mm) verzeichnet (*EMV_7198*: 54, 61, 55; *EMP_7205*: 56, 61, 52; *VR_7189A*: 66, 58, 59; *ZAR_7206*: 38, 63, 52; *MAR_7194*: 71, 66, 65). Die Stationen *María* und *Vélez-Rubio* weisen 1969, und die Station am *Embalse de Puentes* im Jahr 1971 die meisten registrierten Niederschlagstage für den zugrundegelegten Zeitraum auf (vgl. Abbildung 35 und 36). Anfang bis Mitte der 80 er Jahre geht die Anzahl der Niederschlagstage an allen Klimastationen auf rund 20 bis 35 zurück. Dagegen stellt mit 49 (*LOR_7208*) bis 72 (*ZAR_7206*) Niederschlagstagen, das Jahr 1989 für viele Stationen (*EMV_7198*, *ZAR_7206*, *LOR_7208*, *CHI_7187*, *DI_7201E*) ein Maximalwert im zugrundegelegten Zeitraum dar, der bis zu 80 % (*ZAR_7206*) über dem Durchschnittswert liegt.

Die nachfolgenden 90 er Jahre weisen mit Ausnahme der Jahre 1996 und 1997, geringe bis mittlere Werte zwischen 20 und 40 Niederschlagstagen auf (vgl. Abbildung 35 und 36). An der Station in *Lorca* (*LOR_7208*) regnete es 1999 nur an 15 Tagen, der absolute Minimalwert für den Zeitraum von 1983 bis 2000.

Die nachfolgende Tabelle 13 zeigt mittels einer Korrelationsanalyse die Stärke des räumlichen Zusammenhangs (r^2) zwischen den sechs ausgewählten Klimastationen, für die Anzahl der annuellen Niederschlagstage. Des Weiteren sind die zugehörigen Signifikanzniveaus (α) angegeben. Trotz des zuvor beschriebenen generellen räumlichen Zusammenhangs, der sich augenscheinlich aus dem Vergleich von Minimal- und Maximalwerten einzelner Jahre ableitet (vgl. Abbildung 35 und 36), ist der positive Trend für die lineare Anpassung zwar häufig statistisch signifikant (für $\alpha < 0.01$), der räumliche Zusammenhang bietet dagegen mit Korrelationskoeffizienten von $0.25 < r^2 < 0.45$ nur eine unbefriedigende Erklärung der Gesamtvarianz (vgl. Tabelle 13).

Tabelle 13 Die Stärke des räumlichen Zusammenhangs (r^2) der Anzahl der Niederschlagstage zwischen sechs ausgewählten Klimastationen sowie der dazugehörigen Signifikanzniveaus (α); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	EMV_7198	EMP_7205	VR_7189A	ZAR_7206	MAR_7194	LOR_7208
EMV_7198		0.45	0.08	0.62	0.11	0.42
EMP_7205	<0.001		0.54	0.25	0.37	0.40
VR_7189A	<0.1	<0.001		0.02	0.77	0.10
ZAR_7206	<0.001	<0.001	>0.1		0.04	0.47
MAR_7194	<0.05	<0.001	<0.001	>0.1		0.19
LOR_7208	<0.002	<0.002	>0.1	<0.05	<0.05	

Lediglich zwischen den Stationen *Vélez-Rubio* und *Embalse de Puentes* ($r^2 = 0.54$; $\alpha < 0.001$), *Zarcilla de Totana* und *Embalse de Valdeinfierno* ($r^2 = 0.62$; $\alpha < 0.001$) sowie *María* und *Vélez-*

Rubio ($r^2 = 0.77$; $\alpha < 0.001$) werden Korrelationen größer $r^2 = 0.5$ erreicht (grün hinterlegt), die hochsignifikant ($\alpha < 0.001$) sind. Beim Vergleich von Stationen mit großer räumlicher Distanz und/oder unterschiedlichen orographischen Verhältnissen, wie *VR_7189A* und *ZAR_7206* ($r^2 = 0.02$; $\alpha > 0.1$), *VR_7189A* und *LOR_7208* ($r^2 = 0.10$; $\alpha > 0.1$) sowie *MAR_7194* und *ZAR_7206* ($r^2 = 0.04$; $\alpha > 0.1$), können keine Zusammenhänge festgestellt werden.

Die Ausgleichsgeraden (graue Linie) in den Abbildungen 35 und 36 zeigen unterschiedliche zeitliche Trends der langjährigen Zu- bzw. Abnahmen der Niederschlagstage für die Klimastationen. Für eine bessere Vergleichbarkeit dieser Trends mit den Stationen *María* und *Vélez-Rubio* wurde für die Stationen *EMV_7198*, *EMP_7205* und *ZAR_7206* zusätzlich die lineare Regression für den Zeitraum 1961-2000 bestimmt (schwarze Linie). Einer tendenziellen Zunahme der Anzahl der Niederschlagstage für die Klimastationen *EMV_7198* und *ZAR_7206* steht eine Abnahme an den Stationen *MAR_7194*, *VR_7189A* und *LOR_7208* gegenüber. Der Trend am *Embalse de Puentes* ist vergleichsweise ausgeglichen und verändert sich mit unterschiedlichem Bezugszeitraum (schwache Zunahme: 1950-2000; schwache Abnahme: 1961-2000; vgl. Abbildung 36).

Zur besseren Veranschaulichung der Anzahl der Tage mit klassifizierten Tagesniederschlagssummen von 1 bis 10 mm, 10 bis 20 mm, 20 bis 40 mm und größer 40 mm, wurde der minimale, maximale und mittlere Wert der Klassen extrahiert respektive berechnet und in Tabelle 14 dargestellt.

Tabelle 14 Minimale, maximale und mittlere Anzahl der Tage mit klassifizierten Tagesniederschlagssummen von 1 bis 10 mm, 10 bis 20 mm, 20 bis 40 mm und größer 40 mm (bezogen auf max. Bezugszeiträume, vgl. dazu Abbildung 35 und 36); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	EMV(1-10mm)	EMV(10-20mm)	EMV(20-40mm)	EMV(>40mm)	EMP(1-10mm)	EMP(10-20mm)	EMP(20-40mm)	EMP(>40mm)
MIN	3.0	0.0	0.0	0.0	14.0	0.0	0.0	0.0
MAX	50.0	13.0	8.0	5.0	48.0	11.0	7.0	3.0
MEAN	23.3	4.6	2.4	1.0	27.5	4.7	2.2	0.6

	VR(1-10mm)	VR(10-20mm)	VR(20-40mm)	VR(>40mm)	ZAR(1-10mm)	ZAR(10-20mm)	ZAR(20-40mm)	ZAR(>40mm)
MIN	10.0	3.0	0.0	0.0	3.0	1.0	0.0	0.0
MAX	57.0	14.0	7.0	8.0	52.0	12.0	10.0	5.0
MEAN	29.3	6.3	2.7	1.3	23.2	5.0	3.4	1.1

	MAR(1-10mm)	MAR(10-20mm)	MAR(20-40mm)	MAR(>40mm)	LOR(1-10mm)	LOR(10-20mm)	LOR(20-40mm)	LOR(>40mm)
MIN	14.0	2.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0
MAX	54.0	12.0	9.0	6.0	40.0	10.0	4.0	2.0
MEAN	30.9	6.2	2.7	1.3	24.6	3.9	1.7	0.6

Aus den Abbildungen 35 und 36 sowie aus der Tabelle 14 wird die Anzahl der Tage, unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen sowie deren Variabilität deutlich. Dominierend sind Tagesniederschlagssummen zwischen 1 mm und 10 mm, mit Werten von 3 bis 50 Tagen (*EMV_7198*, mean: 23.3 Tage), 14 bis 48 Tage (*EMP_7205*, mean: 27.5 Tage), 10 bis 57 Tage (*VR_7189A*, mean: 29.3 Tage), 3 bis 52 Tage (*ZAR_7206*, mean: 23.2 Tage), 14 bis 54 Tage (*MAR_7194*,

mean: 30.9 Tage) und 10 bis 40 Tage (*LOR_7208*, mean: 24.6 Tage). Durchschnittlich 3.9 (*LOR_7208*) bis 6.3 (*VR_7189A*) Niederschlagstage entfallen auf die Klasse 10 bis 20 mm, und weitere 1.7 (*LOR_7208*) bis 3.4 (*ZAR_7206*) Niederschlagstage auf die Klasse 20 bis 40 mm. Lediglich 0.6 (*EMP_7205 und LOR_7208*), 1.0 (*EMV_7198*), 1.1 (*ZAR_7206*) und 1.3 (*VR_7189A und MAR_7194*) der annuellen Niederschlagstage im langjährigen Mittel weisen Tagesniederschlagssummen größer 40 mm auf. Die Daten innerhalb dieser Klasse sind rechtschief verteilt und können Werte zwischen 0 und 8 Tagen (*VR_7189A*: 8 Tage im Jahr 1997) aufweisen.

4.1.8 Tagesniederschlagssummen

Mit einer zeitlichen Auflösung von 24 Stunden, sind die Tagesniederschlagssummen, auf denen die Monats- und Jahresniederschlagssummen basieren, die zeitlich am besten aufgelösten Daten, die für diese Arbeit zur Verfügung stehen. Die bereits beschriebene zeitliche und räumliche, annuelle und interannuelle Variabilität der Niederschläge im Untersuchungsgebiet setzt sich von den Tages- über die Monats- zu den Jahresniederschlagssummen fort. Der typische mediterrane Niederschlags-gang mit sommerlichem Niederschlagsminimum und winterlichem zweigipfligen Regenmaximum (BREUER & WEBER 1997, S. 10) suggeriert eine gewisse Niederschlagswahrscheinlichkeit im Herbst und im Frühjahr, die jedoch häufig von mehrwöchigen Trockenperioden unterbrochen sein kann (vgl. Abbildung 37). Weiterhin treten regelmäßig, regional begrenzte, konvektive Niederschlagsereignisse auf, die in kurzen, teils wenige Minuten bis Stunden andauernden Gewittern, die durchschnittliche Monatsniederschlagssumme erreichen oder übertreffen. Als Beispiel hierfür werden die Tagesniederschlagssummen an der Klimastation *Embalse de Valdeinfierno* der Jahre 1988 bis 1993 herangezogen, die aufgrund der zentralen und orographischen Lage der Klimastation, als repräsentatives Bindeglied zwischen den Beckenlagen im Südosten und den Gebirgsstandorten im Nordwesten des Untersuchungsgebiets angesehen werden können.

So wurde beispielsweise im Februar 1988 eine Monatsniederschlagssumme von 74.5 mm registriert, wovon 70.5 mm (95 %) der Niederschläge allein am 16. Februar fielen. Der restliche Monat war mit der Ausnahme des 22.02.1988 (1 mm) und des 23.02.1988 (3 mm) niederschlagsfrei. Im Vergleich zum langjährigen Mittel (1961-1990) im Februar von 22.9 mm, wurde so an nur einem Tag mehr als das dreifache der langjährigen Monatsniederschlagssumme erreicht. Der anschließende März 1988 beschreibt mit 9 mm an zwei Tagen (langjähriges Monatssummenmittel 1961-1990: 30.7 mm) genau das Gegenteil. Ab dem 5. März 1988 beginnt eine niederschlagsfreie Zeitspanne von 51 Tagen, die bis zum 24. April andauert. Die Vorsommermonate Mai und Juni sind 1988 durch schwache, teilweise 3-5 Tage andauernde Niederschläge (Tagesniederschlagssummen kleiner 10 mm) gekennzeichnet. Die sommerliche Trockenperiode dauert 1988 vom 30.06.1988 bis 14.09.1988 (77 Tage). In den Monaten Oktober und November 1988 dominieren die eher advektiv geprägten, langandauernden (2-3 aufeinanderfolgende Niederschlagstage), wenig intensiven Niederschlagsereignisse. So fallen im November an 8 Tagen 84 mm Niederschlag, wobei der regenreichste Tag (26.11.1988) mit 21.5 mm kein Starkniederschlagsereignis nach der oben dargelegten Einteilung darstellt. Der Dezember 1988 weist mit der Ausnahme des 01.12.1988 (3.5 mm) kein Niederschlag auf.

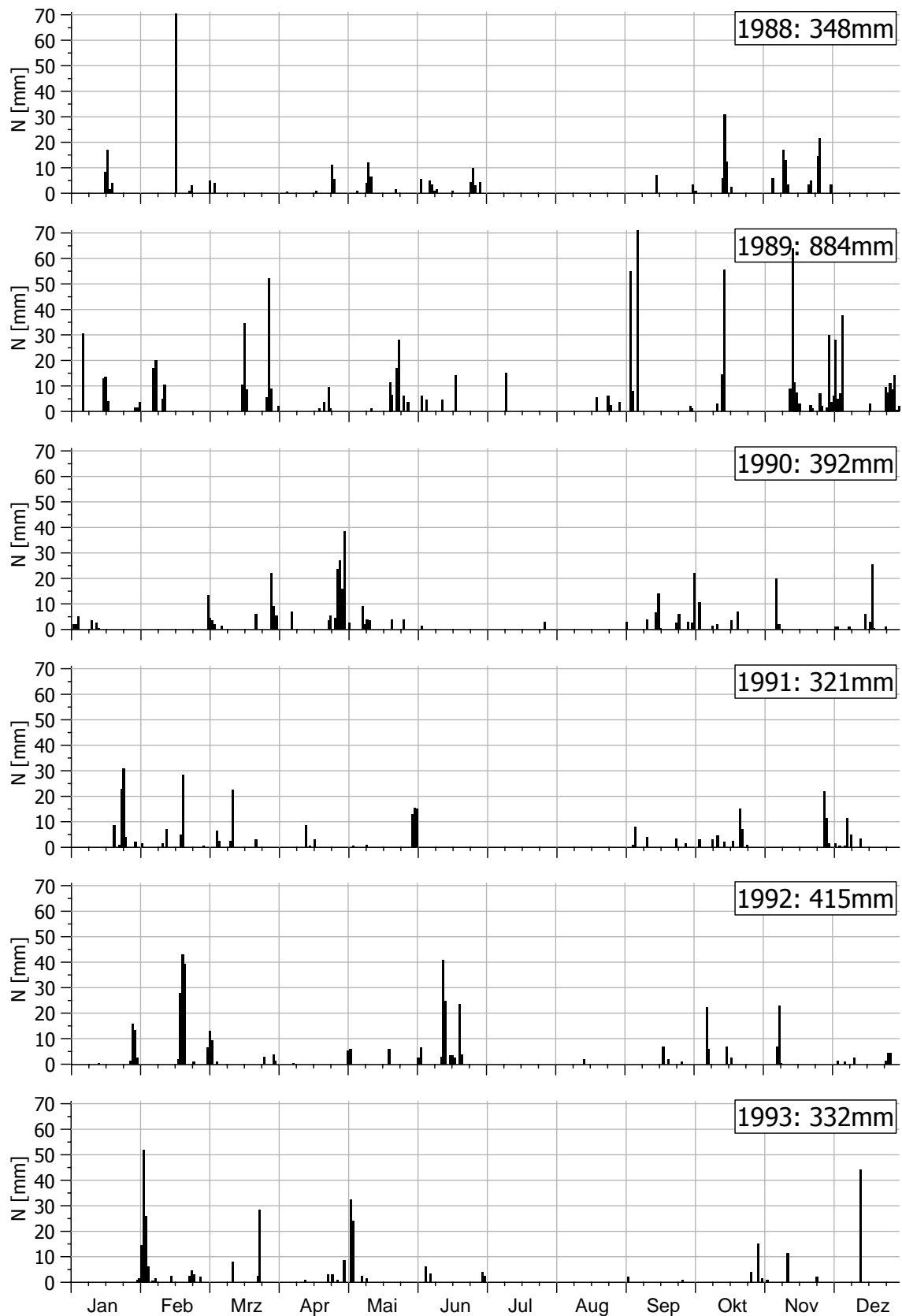


Abbildung 37 Tagesniederschlagssummen an der Klimastation am *Embalse de Valdeinfierno* für die Jahre 1988 bis 1993; eigene Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Das Jahr 1989 weist für alle Klimastationen im Untersuchungsgebiet überdurchschnittliche Niederschlagsmengen auf (vgl. Abbildung 37 und Tabelle T1 im Anhang), die sich nicht allein durch Einzelereignisse erklären lassen, wie die Abbildung 37 zeigt. Die Winter- und Frühjahrsmonate zeigen regelmäßig auftretende schwach-(1 bis 10 mm) bis mittelintensive (10 bis 40 mm) Niederschläge von ein- bis mehrtägiger Dauer. Ausschließlich der 29. März 1989 zählt mit einer Tagesniederschlagssumme von 52 mm zu den Starkniederschlagsereignissen (ebenso *VR_7189A*: 41 mm; *MAR_7194*: 59 mm; *DI_7201E*: 55 mm; *ZAR_7206*: 43 mm) mit extremer Erosionswirkung (SEUFERT ET AL. 1988, S. 19). Die sommerliche Trockenperiode beginnt erst am 12.07.1989 und dauert bis zum 19. August 1989 und ist damit nur schwach ausgeprägt. Ende August 1989 regnete es an vier Tagen insgesamt 17.5 mm, bevor Anfang September 1989 zwei intensive, kurz aufeinander folgende Starkniederschlagsereignisse (*EMV_7198*: 04.09.1989: 55 mm; 07.09.1989: 71 mm) auftraten. Diesen folgte im Oktober und November 1989 jeweils ein weiteres Starkniederschlagsereignis (*EMV_7198*: 15.10.1989: 55.5 mm; 14.11.1989: 64 mm), sodass an der Klimastation *Embalse de Valdeinferno* im Jahre 1989 insgesamt 5 Starkniederschlagsereignisse (größer 40 mm) gemessen wurden. Die Monate November und Dezember 1989 zeigen mit ein bis acht aufeinanderfolgende Niederschlagstagen unterschiedlichster Niederschlagsmenge/-intensität (vgl. Abbildung 37), überdurchschnittlich langandauernde Feuchtphasen auf, welche die hohen Monatsniederschlagssummen von 139 mm im November und 143 mm im Dezember 1989 erklären (vgl. Tabelle T1 im Anhang).

Im Gegensatz zum niederschlagsreichen Jahr 1989 stehen die, sowohl in der Jahresniederschlagssumme (vgl. Tabelle T1 im Anhang), als auch in der jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung vergleichbaren Jahre 1990 bis 1993 gegenüber. Unregelmäßigen, zum Teil mehrtägigen Niederschlägen geringer bis hoher Intensität im Frühjahr, stehen singuläre, schwach ausgeprägte Niederschlagsereignisse im Herbst und Winter gegenüber. Der Monat mit der höchsten Monatssumme ist der Februar (1991: 44 mm; 1993: 115 mm), der April (1990: 92.5 mm) und der Juni (1992: 115 mm). Die sommerliche Trockenperiode erstreckt sich auf die Monate Juni bis August (1990 und 1991) respektive Juli und August (1992 und 1993). Generell wird aus der Abbildung 37 die hohe Variabilität der Anzahl, Andauer und Intensität von Niederschlagsereignissen deutlich, die nicht streng an Monate oder Jahreszeiten gebunden sind.

4.1.9 Sommerliche Trockenheit

Die steuernde Größe bei der phänologischen Entwicklung in Trockengebieten ist das pflanzenverfügbare Wasser und damit die Niederschlagsmenge, die Niederschlagsdauer, die Wiederkehrzeit von Niederschlagsereignissen und die Bodenfeuchte respektive der potentieller Bodenwasserspeicher. Anders als in den mittleren und hohen Breiten, in denen die Vegetationsruhe durch Temperaturerniedrigung, Frost und vermindertem Strahlungsgenuss gesteuert werden, entscheidet die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser in Trockengebieten über aktive und passive Vegetationsphasen. Die längste Trockenperiode im Jahresverlauf tritt meist in den Sommermonaten auf (vgl. Abbildung 37), in denen gleichzeitig die höchsten Temperaturen erreicht werden und somit thermische Gunst und hygrische Ungunst zeitgleich auftreten. Damit ist mit dem Beginn der sommer-

lichen Trockenzeit für die meisten Pflanzen und insbesondere für Kulturpflanzen im Trockenfeldbau das Ende der Wachstumsperiode erreicht. In der nachstehenden Tabelle 15 wird sowohl der inter-annuell unterschiedliche Beginn der sommerlichen Trockenzeit, deren Dauer sowie die Niederschlagsmengen der anschließenden 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit für acht ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes der Jahre 1988 bis 1993 angegeben.

Tabelle 15 Zeitraum und Andauer der sommerlichen Trockenperiode der Jahre 1988-1993 in Tagen für acht ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes; die Werte in Klammern (Tage) geben die Anzahl der Niederschlagstage (kleiner 3 mm) während der Trockenperiode an; die Spalte Nd[mm] (Ns[mm]/Tage) gibt die Niederschlagssumme (Ns) sowie die Anzahl der Niederschlagstage der 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit sowie die maximale Tagesniederschlagsmenge innerhalb dieses Zeitraums an; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	1988	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)	1989	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)	1990	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)
VR_7189A	30.06.-08.09.	94(1)	38 (43/2)	12.07.-03.09.	54	44 (88/3)	05.06.-31.08.	88(1)	12(18/3)
LOR_7208	30.06.-13.09.	76	5 (9/2)	12.07.-03.09.	54(1)	66.5 (81/2)	28.05.-01.09.	97(1)	50(53/3)
EMV_7198	30.06.-14.09.	77	7 (7/1)	12.07.-19.08.	39	6 (18/4)	28.05.-10.09.	106(3)	14(28/5)
MAR_7194	30.06.-02.10.	95	48 (53/2)	12.07.-03.09.	54	60 (96/3)	28.05.-27.07.	61	6(19/4)
DI_7201E	30.06.-13.10.	106	7 (15/3)	12.07.-24.08.	44(2)	73 (145/5)	05.06.-02.09.	90(2)	23(25/2)
ZAR_7206	01.07.-14.09.	76	10 (11/2)	12.07.-25.08.	45	40 (100/6)	29.05.-16.09.	111(3)	16(26/4)
EMP_7205	30.06.-14.09.	77	7 (7/1)	12.07.-24.08.	44	92 (136/4)	28.05.-04.08.	69(2)	14(14/1)
CHI_7187A	30.06.-09.09.	93(1)	33 (61/4)	14.07.-04.09.	53	68 (97/3)	05.06.-03.08.	60	10(10/1)

	1991	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)	1992	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)	1993	Tage	Nd[mm] (Ns[mm]/Tage)
VR_7189A	04.06.-01.09.	90(1)	9(27/4)	23.06.-06.10.	106	25(61/4)	09.06.-13.12.	188	15(15/1)
LOR_7208	04.06.-02.09.	91(1)	6(7/3)	23.06.-06.10.	106(2)	13(27/6)	07.06.-29.10.	145(5)	9(22/4)
EMV_7198	03.06.-04.09.	94	8(13/3)	22.06.-17.09.	88(1)	7(10/3)	03.07.-26.10.	116(2)	15(22/4)
MAR_7194	03.06.-25.09.	115	9(11/2)	21.06.-25.09.	97(3)	7(17/3)	09.06.-26.10.	140	11(38/5)
DI_7201E	02.06.-10.09.	101	6(6/1)	21.06.-12.09.	84	12(12/1)	08.06.-16.09.	101(2)	7(7/1)
ZAR_7206	03.06.-14.10.	134(8)	27(42/4)	23.06.-06.10.	106(2)	15(35/7)	08.06.-27.10.	142	11(20/5)
EMP_7205	03.06.-04.09.	94(1)	35(36/2)	22.06.-24.09.	95(2)	28(34/3)	07.06.-26.09.	112	33(33/1)
CHI_7187A	05.06.-03.09.	91(1)	10(18/2)	24.06.-17.09.	86	4(6/2)	14.05.-17.10.	147	4(7/2)

Für die Charakterisierung wurden folgende Konventionen getroffen:

- Der Zeitraum der sommerlichen Trockenzeit wird durch das letzte Niederschlagsereignis (größer 3 mm) im Frühsommer sowie das erste Niederschlagsereignis (größer 3 mm) im Spätsommer/Herbst definiert.
- Singuläre Tagesniederschlagssummen kleiner 3 mm unterbrechen, respektive beenden die Trockenzeit nicht, da angenommen wird, dass Niederschläge dieser Größenordnung unter trocken-heißen Klimabedingungen zum größten Teil verdunsten und nicht für die Pflanzen verfügbar sind. Die Anzahl dieser Tage, mit Niederschlägen kleiner 3mm während der Trockenzeit, wird in der Tabelle 13 in der Spalte "Tage" in Klammern angegeben.
- Für die Charakterisierung der Nach-Trocken-Zeitlichen-Phase werden die Tagesniederschlagssummen der 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit aufsummiert (Ns[mm]) und die Anzahl der Regentage sowie die maximale Tagesniederschlagsmenge (Nd[mm]) angegeben.

Durch die oben beschriebenen Konventionen wird es möglich, die Andauer der sommerlichen Trockenheit zeitlich zu gliedern sowie die Quantität, Intensität und morphodynamische Wirksamkeit der nachfolgenden Niederschlagsereignisse zu charakterisieren. Über die Verwendung eines Schwellenwertes (hier: Tagesniederschlagssumme >3 mm), der die Trockenzeit unterbricht beziehungsweise begrenzt, gibt es unterschiedliche, zum Teil kontroverse Auffassungen. Da sehr geringe Niederschlagsmengen ökologisch gesehen keine Unterbrechung der Trockenperiode darstellen, schlägt CONRAD (1936, S. 481) vor, einen angepassten Schwellenwert zu definieren. Dieser Wert ist jedoch von verschiedenen jahreszeitlichen und interannuell schwankenden Faktoren wie Windstärke, relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlagsintensität und Einstrahlung abhängig, weshalb MAY (1988, S. 40) jeden registrierten Niederschlag größer 0.1 mm berücksichtigt. Allerdings weist er darauf hin, dass "effektive Trockenperioden in ihrer Länge sicherlich unterschätzt" werden, und "die durchschnittlichen Trockenperioden in Wirklichkeit eher längere Zeiträume umfassen" (MAY 1988, S. 40).

Die Gegenüberstellung der sommerlichen Trockenperioden der Jahre 1988 bis 1993 sowie der nachfolgenden Niederschlagsereignisse macht erneut die Variabilität dieses Klimafaktors deutlich. Der Beginn der sommerlichen Trockenzeit schwankt für den betrachteten Zeitraum vom 28. Mai (1990: *LOR_7208*, *EMV_7198*, *MAR_7194*, *EMP_7205*) bis zum 14. Juli (1989: *CHI_7187A*) und dauert zwischen 54 und 188 (*VR_7189A*), 54 und 145 (*LOR7208*), 39 und 116 (*EMV_7198*), 54 und 140 (*MAR_7194*), 44 und 106 (*DI_7201E*), 45 und 142 (*ZAR_7206*), 44 und 112 (*EMP7205*), 53 und 147 Tage (*CHI_7187A*). Der Beginn der spätsommerlich/frühherbstlichen Niederschlagsereignisse (größer 3 mm) und damit, nach der zuvor getroffenen Konvention, auch das Ende der sommerlichen Trockenperiode schwankt zwischen dem 27. Juli (1990: *MAR_7194*) und 13. Dezember (1993: *VR_7189A*). Durchschnittlich dauert die sommerliche Trockenzeit 92 Tage, vom 18. Juni bis 16. September (Mittelwert aller Stationen aus Tabelle 15 für den Zeitraum 1988 bis 1993). Wie aus der Tabelle 15 hervorgeht, sind jedoch kürzere (*EMV_7198*: 12.07. bis 19.08.1989 => 39 Tage) und bedeutend längere Zeiträume (*VR_7189A*: 09.06. bis 13.12.1993 => 188 Tage) möglich. Eine räumliche Differenzierung der Trockenzeitandauer ist anhand der zugrundeliegenden Daten der Jahre 1988 bis 1993 nicht möglich (vgl. Kapitel 3.1.1 und Tabelle 15).

Entscheidend für die Aussaat im Trockenfeldbau sind Zeitpunkt, Andauer und Intensität der herbstlichen Niederschläge. Treten Starkniederschlagsereignisse (>40 mm) im Anschluss an die sommerliche Trockenzeit auf, so ist der ausgetrocknete, häufig mit einer karbonatischen Kruste überzogene Boden nicht in der Lage, diese Regenmenge aufzunehmen. Deshalb sind frühherbstliche Starkniederschlagsereignisse aufgrund des erhöhten Oberflächenabflusses besonders erosionswirksam. Zur Charakterisierung dieses interannuell variierenden Zustandes, wurde die Gesamtniederschlagssumme der 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit sowie die maximale Tagesniederschlagsmenge innerhalb dieses Zeitraums ermittelt. Aus Tabelle 15 wird ersichtlich, dass diese Werte sowohl räumlich (zwischen den Klimastationen) als auch zeitlich (Vergleich der 6 Jahre) stark variieren. Für das Jahr 1988 schwanken die maximalen Tagesniederschlagssummen innerhalb der definierten 14 Tage, zwischen 5 mm (*LOR_7208*) und 48 mm (*MAR_7194*). Die Klimastation in *Chirivel* weist 1988 ein Tagesmaximum von 33 mm und die maximale 14-Tages-Niederschlagssumme von 61 mm auf. Ein Jahr später treten nach Beendigung der sommerlichen Trocken-

zeit an allen Klimastationen (Ausnahme *EMV_7198*: $N_d = 6$ mm) Starkniederschlagsereignisse zwischen 40 mm (*ZAR_7206*) und 92 mm (*EMP_7205*) auf. Die 14-Tages-Niederschlagssummen erreichen maximale Werte über 100 mm (*ZAR_7206*: 100 mm; *EMP_7205*: 136 mm; *DI_7201E*: 145 mm). In den Jahren 1990 bis 1993 werden mit der Ausnahme von *LOR_7208* (02.09.1990: 50 mm), keine Starkniederschlagsereignisse (Tagesniederschlagssummen > 40 mm) innerhalb der definierten 14 Tage nach Beendigung der sommerlichen Trockenheit registriert. Die Tagesniederschlagssummen innerhalb dieses Zeitraums schwanken zwischen 4 mm (*CHI_7187A*) und 35 mm (*EMP_7205*).

4.1.10 Niederschlagsdichte als Maß für die Niederschlagsintensität

Für eine Abschätzung und Beurteilung landschaftsdegradierender Prozesse durch Niederschlag sind Kenntnisse über die Niederschlagsmenge und insbesondere über die Niederschlagsintensitäten notwendig. Die Erosivität der Niederschläge hängt stark von deren Intensität ab, also von der Menge Niederschlag, die während kurzer Zeiträume fällt (MAY 1988, S. 22). Die Messung der Niederschlagsintensität erfordert eine sehr feine zeitliche Auflösung, die nur durch registrierende Messgeräte, sogenannte Pluviographen geleistet werden kann (DIECKMANN ET AL. 1981).

Da für diese Arbeit ausschließlich Tagesniederschlagssummen zur Verfügung stehen, können anhand der zur Verfügung stehenden Daten keine direkten Aussagen über mögliche Niederschlagsintensitäten im Untersuchungsgebiet gemacht werden. Deshalb wurde als Indikator für die Niederschlagsintensität die Niederschlagsdichte berechnet (CONRAD 1936, in MAY 1988, S. 22), der Quotient aus der gemessenen Niederschlagsmenge einer definierten Periode und der Anzahl der Niederschlagstage während dieser Zeitspanne. Obwohl dieser generalisierte Index mit gewissen Einschränkungen behaftet ist, beschreibt er die mittlere Niederschlagsintensität einer Periode dennoch gut, und ist ein Maß für die vergleichende Betrachtung in semi-ariden Gebieten (vgl. FRONTANA GONZALES, 1984). Entsprechend zu den Ausführungen der Niederschlagsmenge und Anzahl der Niederschlagstage, unterliegt die Niederschlagsdichte im Untersuchungsgebiet ebenfalls einer ausgeprägten räumlichen und zeitlichen Variabilität. In nachfolgender Abbildung 38 ist deshalb das gleitende 30jährige Mittel der annualen Niederschlagsdichte der Jahre 1950 bis 2000 für die Stationen *EMV_7198*, *EMP_7205*, *VR_7189A* und *ZAR_7206* für einen generellen Überblick dargestellt. Eine detailliertere Zusammenstellung auf der Basis von langjährigen Monatswerten findet sich in Abbildung A1 und A2 (im Anhang). Die gleitenden 30jährigen Mittelwerte der annualen Niederschlagsdichte schwanken im Untersuchungsgebiet zwischen 7.5 mm/Tag (*EMP_7205*, 1959-1988) und 13.8 mm/Tag (*ZAR_7206*, 1950-1979). Damit sind die ermittelten Werte mit den Niederschlagsdichten von MAY (1988, S. 24) und FRONTANA GONZALES (1984) von minimal 8.6 mm pro Tag (*La Mamola* 1974 bis 1987) und maximal 17.1 mm/Tag (*El Haza del Lino* 1974 bis 1987) in der Provinz *Granada*(Südspanien) vergleichbar und unterscheiden sich deutlich vom mitteleuropäischen *Wien* (4.1 mm/Tag), als auch vom mediterran-ariden *Alexandria* (Ägypten) (4.8 mm/Tag) (MAY 1988, S. 24). Weiterhin beschreiben die Kurven für drei Klimastationen einen deutlichen zeitlichen Trend. Die gemittelte 30jährige Niederschlagsdichte an der Station in *Vélez-Rubio* stieg im Vergleich der klimatologischen Zeiträume 1961-1990 und 1971-2000 von 8.2 mm/Tag auf

11.0 mm/Tag an. Die Klimastationen in *Zarcilla de Totana* und am *Embalse de Valdeinfierno* verzeichnen eine abnehmende Tendenz. So geht der Wert der Niederschlagsdichte von 13.0 mm/Tag (*EMV_7198*) bzw. 13.8 mm/Tag (*ZAR_7206*) für 1959-1988 kontinuierlich auf 8.8 mm/Tag (1971-2000) an beiden Stationen zurück. Ausschließlich die Klimastation am *Embalse de Puentes* zeigt für die gleitenden 30jährigen Mittelwerte zwischen 1959-1988 und 1971-2000 nur geringe Veränderungen (vgl. Abbildung 38).

Eine detaillierte, monatliche Darstellung der langjährigen gemittelten Niederschlagsdichten (ebenfalls der vier zuvor genannten Klimastationen) ist in den Abbildungen A1 und A2 im Anhang dargestellt. Die Werte schwanken zwischen 2 mm/Tag im Juli und rund 15 mm/Tag im April und Oktober. Ohne auf die spezifischen Kurvenverläufe einzelner Stationen einzugehen, können folgende generalisierte Resultate beschrieben werden. Die Werte für Januar bis Juni schwanken mit geringen Ausnahmen (April, *ZAR_7206* und *EMV_7198*) zwischen 4 mm/Tag und 11 mm/Tag. Dabei ging die Niederschlagsdichte im Januar und April für die Stationen *ZAR_7206* und *EMV_7198* von rund 10 respektive 14 mm/Tag auf 6 respektive 7 mm/Tag zurück, im Februar stiegen die Werte an allen Messstellen leicht an (um 3 bis 4 mm/Tag). Der Juli zeigt über den gesamten Zeitraum (1950-1988 bis 1971-2000) keine nennenswerte Veränderung und beschreibt mit 2 bis 4 mm/Tag die geringsten ermittelten Werte im Untersuchungsgebiet. Der ebenfalls trockene Sommermonat August zeigt deutlich höhere Werte zwischen rund 4 und 9 mm/Tag, mit abnehmender Tendenz im gleitenden klimatologischen Mittel. Im September werden die größten räumlichen Unterschiede der Niederschlagsdichte verzeichnet, die insbesondere beim Vergleich der Klimastationen *Embalse de Valdeinfierno* und *Embalse de Puentes* auffallen. Diese Disparität nimmt im Zeitraum zwischen 1961-1990 bis 1971-2000 stark ab, da die Werte der Station *EMP_7205* stark angestiegen sind. Parallel dazu ist die klimatologische Niederschlagsdichte in *Zarcilla de Totana* sukzessive zurückgegangen. Im Gegensatz dazu stehen die, sowohl in zeitlicher als auch räumlicher Sicht, konstant hohen Werte im Oktober mit 9 bis 15 mm/Tag. Für den Zeitraum 1971-2000, markieren die Werte der Niederschlagsdichten im Oktober ein Maximum. Der November zeigt, mit der Ausnahme der stark ansteigenden Kurve von *Vélez-Rubio* (8 bis 13 mm/Tag), einen vergleichsweise ausgeglichenen Verlauf mit Werten zwischen 6 und 11 mm/Tag. Der Monat Dezember zeigt Parallelen zum April, indem die Werte der Stationen *ZAR_7206* und *EMV_7198* im klimatologischen Zeitraum zwischen 1950-1979 und 1956-1985 (*EMV_7198*: 12.8 auf 6.2 mm/Tag) respektive 1961-1990 (*ZAR_7206*: 13.4 auf 8.6 mm/Tag) zurückgehen.

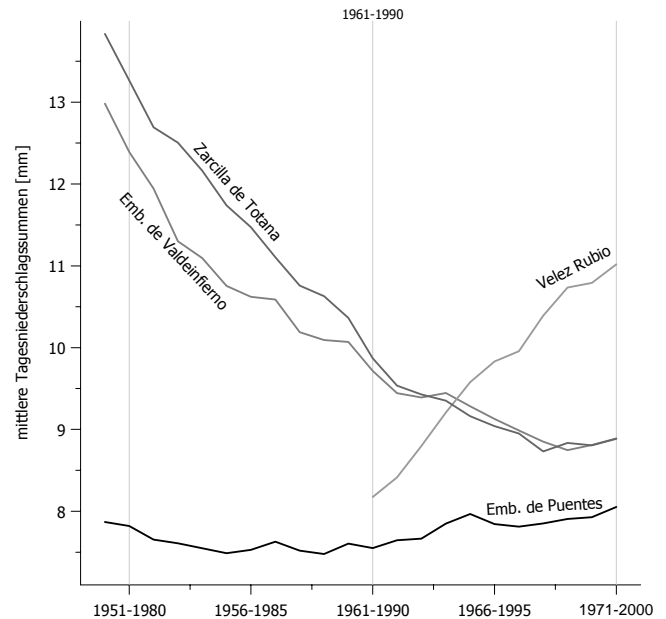


Abbildung 38 Gleitendes 30jähriges Mittel der annualen Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung & Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

4.1.11 Starkniederschlagsereignisse

Nach der Definition von KUNZ & KOTTMEIER (2002, S. 205) sind Starkniederschlagsereignisse definiert durch die Überschreitung einer Niederschlagssumme R in Abhängigkeit von der Dauer t des Ereignisses nach:

$$R \geq \sqrt{5t - (t/24)^2} \quad (\text{Gleichung 12})$$

mit t [min] und R [mm].

Nebenstehend ist diese Starkniederschlagsdefinition für zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten graphisch dargestellt. Da Niederschläge im mediterranen Klima häufig hohe Intensitäten (OBLED & TOURASSE 1994, S. 474; IGN 1995) und sowohl räumlich als auch zeitlich starke Schwankungen aufweisen können (ALONSO-SARRIA & LÓPEZ-BERMÚDEZ 1994, S. 262), ist eine differenzierte zeitliche Gliederung der morphologisch wirksamen Starkniederschlagsereignisse sinnvoll. Dies postulierten KURON & STEINMETZ (1958) und DAKSHINAMURTI & BISWAS (1962) bereits vor

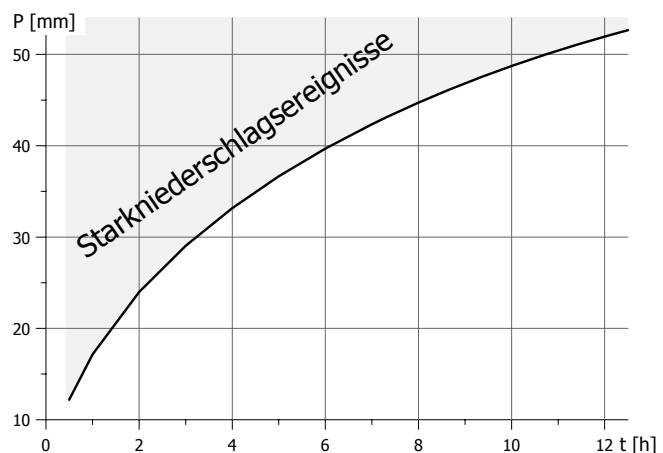


Abbildung 39 Starkniederschlagsdefinition nach KUNZ & KOTTMEIER (2002, S. 205); eigene Darstellung

mehr als 40 Jahren, als sie eine bis heute weit verbreitete Starkniederschlagsdefinition einführten, die durch Niederschlagsintensitäten $P_1 > 0.2$ mm/min respektive $P_1 > 12$ mm/h charakterisiert wird. Da in vielen Trockengebieten keine kontinuierliche, hochaufgelöste Niederschlagsregistrierung erfolgt, und im "Idealfall" ausschließlich Tagesniederschlagssummen zur Verfügung stehen, wurden von verschiedenen Autoren (RIES 2000, S. 184ff; SEUFFERT ET AL. 1988, S. 17ff; DESFONTAINES & MOUTARD 1968) Schwellenwerte für Tagesniederschlagssummen als Maß für morphologisch wirksame Niederschlagsereignisse postuliert. Da an den Klimastationen im Untersuchungsgebiet ausschließlich Tagesniederschlagssummen registriert werden (vgl. Kapitel 3.1.1), kann der Definitionsansatz nach Gleichung 12, wenngleich exakter definiert, nicht angewandt werden. Deshalb wird im Folgenden die modifizierte Definition nach SEUFFERT ET AL. (1988, S. 17ff) verwendet, die Tagesniederschlagssummen größer als 40 mm, als Starkniederschlagsereignisse ("extrem erosive Ereignisse") definiert (vgl. Kapitel 4.1.7). Dabei erfolgt die zeitliche Einteilung, statisch in eine 24 stündige Dauer und ist deshalb, im engeren Sinne, nicht mehr Ereignisbezogen.

In den Abbildungen 35 und 36 ist die Anzahl der jährlichen Niederschlagstage (> 1 mm) für die Klimastationen *Embalse de Valdeinfierno (7198)*, *María (7194)*, *Vélez-Rubio (7189A)*, *Embalse de Puentes (7205)*, *Zarcilla de Totana (7206)* und *Lorca (7208)*, unterteilt nach klassifizierten Tagesniederschlagssummen, für unterschiedliche Zeiträume dargestellt. Das Auftreten von Starkniederschlagsereignissen (in Abbildung 35 und 36 dunkelgraue Balkenabschnitte), unterliegt einer hohen

zeitlichen und räumlichen Variabilität. Zur besseren Veranschaulichung sind in der nachfolgenden Tabelle 16 die minimalen, maximalen und mittleren Häufigkeiten der annualen Starkniederschlagsereignisse für unterschiedliche Bezugszeiträume zusammengestellt. Des Weiteren wird die Anzahl der Starkniederschlagsereignisse, das arithmetische Mittel, der Maximalwert sowie die Gesamtsumme der Tagesniederschlagssummen (>40mm) für unterschiedliche Zeiträume dargestellt.

Tabelle 16 Anzahl (D) der minimalen, maximalen und mittleren annualen Starkniederschlagsereignisse (>40 mm Tagesniederschlagssumme) sowie Gesamtanzahl (D (Anzahl)), mittlere, maximale und aufsummierte Starkniederschlagssumme (P [mm]), differenziert nach verschiedene Zeiträumen (vgl. dazu Kapitel 3.1.1) für 8 Klimastationen des Untersuchungsgebietes; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	Zeitraum	EMV(>40mm)	EMP(>40mm)	VR(>40mm)	ZAR(>40mm)	MAR(>40mm)	LOR(>40mm)	CHI(>40mm)	DI(>40mm)
D (min)	gesamt	0	0	0	0	0	0	0	0
D (max)	gesamt	5	3	8	5	6	2	3	4
D (mean)	1983-2000	1,2	0,7	2,1	0,9	1,5	0,6	0,4	0,7
	1964-2000	1,1	0,7	1,4	1,0	1,3			
	1950-2000	1,0	0,6		1,1				
D (Anzahl)	1983-2000	23	14	45	19	41	12	13	13
P (mean)	1983-2000	58,0	54,5	55,5	53,6	55,5	56,5	55,0	55,6
P (max)	1983-2000	112,0	92,0	105,0	106,0	125,0	114,0	110,0	95,0
P (sum)	1983-2000	1333	763	2499	1018	2277	678	715	723
D (Anzahl)	1964-2000	44	28	60	42	67			
P (mean)	1964-2000	56,8	53,7	58,7	54,8	58,5			
P (max)	1964-2000	112,0	92,0	151,5	106,0	172,3			
P (sum)	1964-2000	2499	1503	3519	2303	3917			
D (Anzahl)	1950-2000	62	34		65				
P (mean)	1950-2000	58,2	57,1		52,7				
P (max)	1950-2000	128,2	92,0		124,7				
P (sum)	1950-2000	3609	1790		3710				

Demnach können Starkniederschlagsereignisse (>40 mm Tagesniederschlagssumme), für den zugrundegelegten Bezugszeitraum (abhängig von der Datenlage, vgl. Tabelle 16 und Kapitel 3.1.1), bis zu achtmal pro Jahr auftreten (*VR_7189A* für 1997). Das langjährige Mittel schwankt im Vergleich der Klimastationen und Bezugszeiträume zwischen 0.4 (*CHI_7187A*) und 2.1 (*VR_7189A*). Auffällig ist der räumliche Unterschied zwischen den submontanen Klimastationen (*MAR_7194*: 1.5, *EMV_7198*: 1.2 und *ZAR_7206*: 0.9) sowie den Becken- und Tallagen (*EMP_7205*: 0.7, *LOR_7208*: 0.6, *CHI_7187*: 0.4 und *DI_7201E*: 0.7). *Vélez-Rubio* nimmt bei diesem Vergleich erneut einen Sonderstellung ein (*VR_7189A*: 2.1). Dies wird ebenfalls bei der Betrachtung der Anzahl von Starkniederschlagsereignissen im Zeitraum vom 01.01.1983 bis zum 31.12.2000 deutlich, indem an der Klimastation von *Vélez-Rubio* 45, in *María* 41, am *Embalse de Valdeinfierno* 23, in *Zarcilla de Totana* 19, am *Embalse de Puentes* 14, in *Chirivel* und *Doña-Inés* 13 und in *Lorca* 12 Starkniederschlagsereignisse auftraten. Die durchschnittliche Regenmenge solcher Ereignisse (Zeitraum 1983-2000) schwankt nur unwesentlich zwischen 53.6 mm (*ZAR_7206*) und 58.0 mm (*EMV_7198*). Für die anderen Zeiträume (1964-2000 und 1950-2000) sind diese Werte, mit geringen Ände-

rungen, anteilig vergleichbar. Die Wahrscheinlichkeit eines überdurchschnittlichen Starkniederschlagsereignisses steigt mit der Verlängerung des Bezugszeitraums. Maximalwerte von über 150 mm/Tag wurden an den Klimastationen *María* und *Vélez-Rubio* erreicht (vgl. Tabelle 16 sowie Abbildung 40 in Kapitel 4.1.12).

Nach SEUFFERT ET AL. (1988, S. 26) erzeugen Tagesniederschlagssummen größer als 40 mm immer hohe (Oberflächen-) Abflüsse und dadurch auch hohe Erosionsraten. Dementsprechend ist die quantifizierte Wassermenge solcher Ereignisse ein Maß für die morphologische Wirksamkeit in einem Gebiet. Werden die Gesamtniederschlagsmengen (P (sum)) der Starkniederschlagsereignisse (vgl. Tabelle 16) in Bezug zur Anzahl der zugrundeliegenden Jahre gesetzt, so resultieren mittlere annuelle Starkniederschlagssummen, die sich räumlich bis zu einem Faktor von 3.7 unterscheiden (*LOR_7208*: 1983-2000 => $P(\text{sum})_{\text{mean}} = 38 \text{ mm/Jahr}$ versus *VR_7189A*: 1983-2000 => $P(\text{sum})_{\text{mean}} = 139 \text{ mm/Jahr}$). Wie in vorangegangenen Vergleichen, unterscheiden sich auch hier die submontanen Klimastationen von den Stationen in den Tal- und Beckenlagen (vgl. Tabelle 16, P(sum)). In den vergangenen 50 Jahren gab es im Untersuchungsgebiet mehrere überdurchschnittliche Starkniederschlagsereignisse, die Tagesniederschlagssummen zwischen 100 mm und 200 mm, selten sogar darüber aufweisen (vgl. Tabelle 17, 18, 19). BULL ET AL. (1999, S. 191ff) beschreiben ein Ereignis vom September 1997, das große Überflutungen im Einzugsgebiet der *Rambla de Torrealvilla*, der *Rambla de Nogalte* und in *Lorca* zur Folge hatte (Verortung siehe Abbildung 7). Die Niederschläge wurden von BULL ET AL. (1999) für die *Rambla de Torrealvilla* an sieben Messstellen mittels "Casella 0.2 mm Messgeräten" auf Minutenbasis registriert. Dadurch wird eine detaillierte zeitliche Auflösung der Niederschlagsstruktur sowie die Bestimmung von Niederschlagsintensitäten ermöglicht. Die Gesamtniederschlagsmenge im Einzugsgebiet der *Rambla de Torrealvilla* erreichte 50 mm in 2 Tagen mit maximalen Niederschlagsintensitäten von 80 mm/h. Für die *Rambla de Nogalte* wurden 195 mm in 3 Tagen mit maximalen Intensitäten von 200 mm/h registriert (BULL ET AL. 1999, S. 191ff). Die nachfolgende Tabelle 17 zeigt die Tagesniederschlagssummen benachbarter Klimastationen für den gleichen Zeitraum.

Tabelle 17 Tagesniederschlagssummen [mm] für den 27. September 1997 bis 01. Oktober 1997 sowie Summe der 5-Tagesniederschlagssummen [mm] vom 27. September 1997 bis 01. Oktober 1997, für 12 Klimastationen im Untersuchungsgebiet, hellblau: $P > 70 \text{ mm}$, mittelblau: $P > 100 \text{ mm}$; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	27.09.1997	28.09.1997	29.09.1997	30.09.1997	01.10.1997	SUM 27.09.-01.10.1997
TOP_5060	92,0	15,0	13,5	21,5		142,0
VR_7189A	102,5	32,5	89,0	0,0	0,0	224,0
TIR_7190	38,3	16,2	61,4	0,4	0,0	116,3
LOR_7208	3,5	14,5	41,4	4,8	0,0	64,2
EMV_7198	31,0	14,0	52,0	5,0	0,0	102,0
MAR_7194	125,0	35,0	48,0	43,0	0,0	251,0
DI_7201E	15,2	7,0	95,0	7,2	0,0	124,4
ZAR_7206	0,0	0,0	0,0	0,0	106,0	106,0
EMP_7205	21,2	8,7	28,2	8,3	0,0	66,4
CHI_7187A	43,0	0,0	46,0	20,0	0,0	109,0
ORCE	52,0	8,5	30,0	20,0	0,0	110,5

In Tabelle 17 werden erneut die zeitliche und insbesondere die räumliche Variabilität der Niederschlagsstruktur deutlich. Am 27. September 1997 konzentriert sich das Niederschlagsgeschehen auf den westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes. Maximale Tagesniederschlagssummen von 125 mm in *María*, 102.5 mm in *Vélez-Rubio*, 92 mm in *Topares*, 52 mm in *Orce* und 43 mm in *Chirivel* wurden an den Klimastationen gemessen. Im südöstlich gelegenen *Lorca* wurden am gleichen Tag lediglich 3.5 mm und am *Embalse de Puentes* 21.2 mm Niederschlag registriert. In *Zarcilla de Totana* im Osten des Untersuchungsgebietes bleibt es am 27. September 1997 sogar trocken. Am folgenden Tag, dem 28. September 1997 werden mit Ausnahme von *Zarcilla de Totana* (Osten) und *Chirivel* (Westen) an allen Stationen geringe (*DI_7201E*: 7 mm) bis mäßige (*MAR_7194*: 35 mm) Niederschläge registriert. Einen Tag später steigt die Tagessumme erneut auf Werte von 95 mm (*DI_7201E*) und 89 mm (*VR_7189A*) an, wobei *Zarcilla de Totana* erneut keine Niederschlagswerte aufweist. Dies ändert sich erst am 01. Oktober 1997, als im nordöstlichen *Zarcilla de Totana* eine Tagesniederschlagssumme von 106mm registriert wurde. Alle anderen verfügbaren Klimastationen, selbst das nahe gelegene *Doña-Inés* (Luftlinie *ZAR_7206* \leftrightarrow *DI_7201E* rund 13 km), zeigen für diesen Tag keinen Niederschlag.

Die aufsummierten 5-Tagessummen (effektiv 4-Tagessummen, da mit Ausnahme von *ZAR_7206* am 01.10.1997 kein Niederschlag gemessen wurde) geben im Vergleich zur Jahresniederschlagssumme (vgl. Tabelle T1 bis T7 im Anhang) einen Eindruck, welche Bedeutung solche Ereignisse für diesen semi-ariden Naturraum, den wirtschaftenden Menschen und für den Oberflächenabfluss und die Erosion darstellen. So wurden innerhalb dieses 5- bzw. 4-tägigen Zeitraums in *María* 251 mm ($P_{\text{yearmean}} = 415$ mm; $P_{\text{year1997}} = 782$ mm), in *Vélez-Rubio* 224 mm ($P_{\text{yearmean}} = 446$ mm; $P_{\text{year1997}} = 983$ mm), in *Doña-Inés* 124.4 mm ($P_{\text{yearmean}} = 287$ mm; $P_{\text{year1997}} = 473$ mm), in *Chirivel* 109 mm ($P_{\text{yearmean}} = 335$ mm; $P_{\text{year1997}} = 450$ mm), in *Zarcilla de Totana* 106 mm ($P_{\text{yearmean}} = 330$ mm; $P_{\text{year1997}} = 429$ mm), am *Embalse de Valdeiniferno* 102 mm ($P_{\text{yearmean}} = 345$ mm; $P_{\text{year1997}} = 482$ mm) und am *Embalse de Puentes* 66.4 mm ($P_{\text{yearmean}} = 295$ mm; $P_{\text{year1997}} = 340$ mm) Niederschlag gemessen (P_{yearmean} : 1983-2000).

Um die Quantität dieses Ereignisses besser einordnen zu können, wird anhand der nachfolgenden Tabelle 18 ein Überblick über die jeweils 10 größten, rangskalierten Tagesniederschlagssummen (unterschiedliche Bezugszeiträume, vgl. Kapitel 3.1.1 sowie Tabelle T1 bis T7 im Anhang) von acht ausgewählten Klimastationen gegeben. Bei der Auswertung von Tabelle 18 fällt erneut die räumlich hohe Variabilität der (Stark-)niederschlagsereignisse auf, die in Südost-Spanien häufig lokal begrenzt sind, und als kurzandauernde, intensiv und komplex strukturierte Regenfälle auftreten (vgl. LÓPEZ-BERMÚDEZ ET AL. 1992). Die bedeutenden Starkniederschlagsereignisse vom Oktober 1973, September 1997 und Oktober 2000 zeigen einen verstärkt großräumigen Einfluss und sind farblich hinterlegt. Eine Vielzahl der aufgeführten Ereignisse ist aufgrund von intensiven und kleinräumig strukturierten Gewitterschauern dagegen in ihrer räumlichen Ausprägung lokal begrenzt. Das niederschlagreichste und morphologisch wirksamste Ereignis im Einzugsgebiet des *Oberen Rio Guadalentin* seit 1950, erfolgte im Zeitraum zwischen dem 17. und 20. Oktober 1973 und löste durch Überschwemmung und Abspülung, verheerende Schäden aus und kostete mehreren Personen das Leben (vgl. BULL ET AL. 1999, S. 1991). An den Stationen in *Vélez-Rubio* (19.10.1973), *María* (19.10.1973) und *Chirivel* (17.10.1973) wurde seit Beginn der Niederschlags-

Tabelle 18 Rangskalierte Starkniederschlagsereignisse (Tagesniederschlagssummen [mm]), für 8 ausgewählte Klimastationen im Untersuchungsgebiet; drei bedeutende Ereignisse sind farblich hinterlegt, blau: 15.-19.10.1973, hellblau: 27.09.-01.10.1997, grün: 21.-23.10.2000; eigene Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Datum	EMV_7198	Datum	EMP_7205	Datum	VR_7189A	Datum	ZAR_7206
03.12.1954	128.2	07.09.1989	92.0	19.10.1973	151.5	24.04.1951	124.7
14.09.1999	112.0	02.10.1969	78.0	23.10.2000	105.0	04.12.1954	116.3
04.06.1967	103.0	15.10.1989	74.2	27.09.1997	102.5	01.10.1997	106.0
23.04.1951	100.6	03.09.1963	73.2	02.02.1993	95.0	23.12.1951	98.3
11.01.1970	95.0	19.10.1973	72.0	03.11.1972	91.0	22.01.1950	83.3
14.04.1952	90.6	23.09.1971	72.0	29.09.1997	89.0	19.10.1973	80.7
11.10.1986	87.5	07.03.1986	64.5	02.10.1969	79.0	03.04.1976	75.1
05.10.1950	79.2	16.02.1988	61.6	07.11.1992	76.5	04.01.1956	73.6
27.11.1968	75.0	13.05.1976	58.0	04.06.1967	75.5	21.03.1973	73.2
07.03.1986	72.0	10.10.1966	55.5	04.05.1993	75.0	21.11.1953	70.2
Datum	MAR_7194	Datum	LOR_7208	Datum	CHI_7187A	Datum	DI_7201E
19.10.1973	172.3	15.10.1989	114.0	17.10.1973	135.5	29.09.1997	95.0
18.10.1973	140.8	19.10.1973	90.0	05.10.1995	110.0	04.09.1989	73.0
17.12.1964	129.0	07.03.1986	76.0	15.10.1973	80.0	23.10.2000	64.0
27.09.1997	125.0	07.09.1989	66.5	20.02.1992	70.0	19.10.1973	60.0
29.05.1986	119.0	22.10.2000	51.7	05.09.1989	68.0	19.02.1992	57.0
04.06.1967	95.2	05.05.1993	50.0	02.02.1993	60.0	03.05.1992	56.0
20.02.1992	87.0	02.09.1990	50.0	21.02.1985	55.0	29.03.1989	55.0
14.11.1989	85.0	23.01.1991	49.0	21.10.1982	55.0	21.10.2000	55.0
15.11.1985	83.0	13.06.1992	47.0	15.11.1985	53.8	07.03.1986	52.0
23.10.2000	83.0	28.02.1999	46.5	29.09.1997	46.0	20.08.1974	48.0

messung (Grundlage sind die zur Verfügung stehenden Daten, vgl. Kapitel 3.1.1), zu keinem anderen Zeitpunkt mehr Niederschlag registriert als an den Tagen vom 17.-19. Oktober 1973. Für *María* und *Chirivel* war zusätzlich am 18.10.1973 bzw. 15.10.1973 das zweit- bzw. drittstärkste Niederschlagsereignis. An den anderen Klimastationen ist das Ereignis im Zeitraum zwischen dem 15.-20. Oktober 1973 zwar meist als Starkniederschlagsereignis aufgeführt (*LOR_7208*: 2. Rang; *DI_7201E*: 4. Rang; *EMP_7205*: 5. Rang), es existieren jedoch Tagesniederschlagssummen zu anderen Zeitpunkten mit höheren Quantitäten. An der Klimastation des *Embalse de Valdeinfierno* wurde z. B. am 18.10.1973 "lediglich" eine Niederschlagsmenge von 70 mm registriert, was an dieser Klimastation dem Rang 13 entspricht (Grundlage sind die zur Verfügung stehenden Daten, vgl. Kapitel 3.1.1). Der zeitliche und räumliche Verlauf dieses bedeutenden Ereignisses wird in Tabelle 19 und Karte 8 verdeutlicht.

Ein überdurchschnittliches, für das Untersuchungsgebiet kleinräumig begrenztes Starkniederschlagsereignis von 80 mm ereignete sich am 15. Oktober 1973 in *Chirivel*. Der nachfolgende Tag brachte im gesamten Untersuchungsgebiet keinen Niederschlag. Dies änderte sich am 17. Oktober 1973, als in *Chirivel* die lokale Rekordniederschlagssumme von 135.5 mm registriert wurde

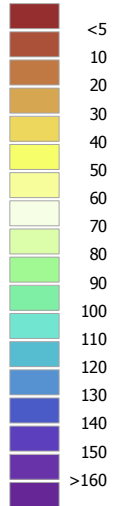
Tabelle 19 Tagesniederschlagssummen [mm] für den 15. bis 20. Oktober 1973 sowie Summe der 3-Tagesniederschlagssummen [mm] vom 17. bis 19. Oktober 1973, für 18 Klimastationen im Untersuchungsgebiet und angrenzender Gebiete, hellblau: $P > 70$ mm, mittelblau: $P > 100$ mm, dunkelblau: $P > 200$ mm; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

	15.10.1973	16.10.1973	17.10.973	18.10.1973	19.10.1973	20.10.1973	SUM 17.-19.10.1973
VR_7189A	0.0	0.0	17.0	63.5	151.5	0.5	232.0
TIR_7190	0.0	0.0	22.5	38.5	98.5	0.0	159.5
LOR_7208	0.0	0.0	23.0	22.5	90.0	0.0	135.5
EMV_7198	0.0	0.0	22.0	70.0	62.0	0.0	154.0
MAR_7194	0.0	0.0	21.5	140.8	172.3	0.0	334.6
DI_7201E	0.0	0.0	0.0	40.0	60.0	0.0	100.0
ZAR_7206	0.0	0.0	17.3	38.5	80.7	0.0	136.5
EMP_7205	0.0	0.0	27.5	28.0	72.0	0.0	127.5
VB_7185	0.0	0.0	28.4	73.4	181.0	0.2	282.8
CHI_7187A	80.0	0.0	135.5	0.0	0.0	5.0	135.5
LOR_7209	0.0	0.0	22.7	12.5	98.5	0.0	133.7
LOR_7209E	0.0	0.0	15.0	35.0	70.0	0.0	120.0
TOT_7214	0.0	0.0	19.0	87.0	75.0	0.0	181.0
TOT_7215	0.0	0.0	30.0	100.0	80.0	0.0	210.0
TOT_7216	0.0	0.0	18.0	31.3	54.2	0.0	103.5
ALH_7219	0.0	0.0	18.0	70.0	50.0	0.0	138.0
TOT_7218A	0.0	0.0	27.6	13.7	56.5	0.0	97.8
VR_7189E	0.0	0.0	28.0	87.3	216.2	0.0	331.5
JUN_7207	0.0	0.0	15.2	33.1	57.7	0.0	106.0

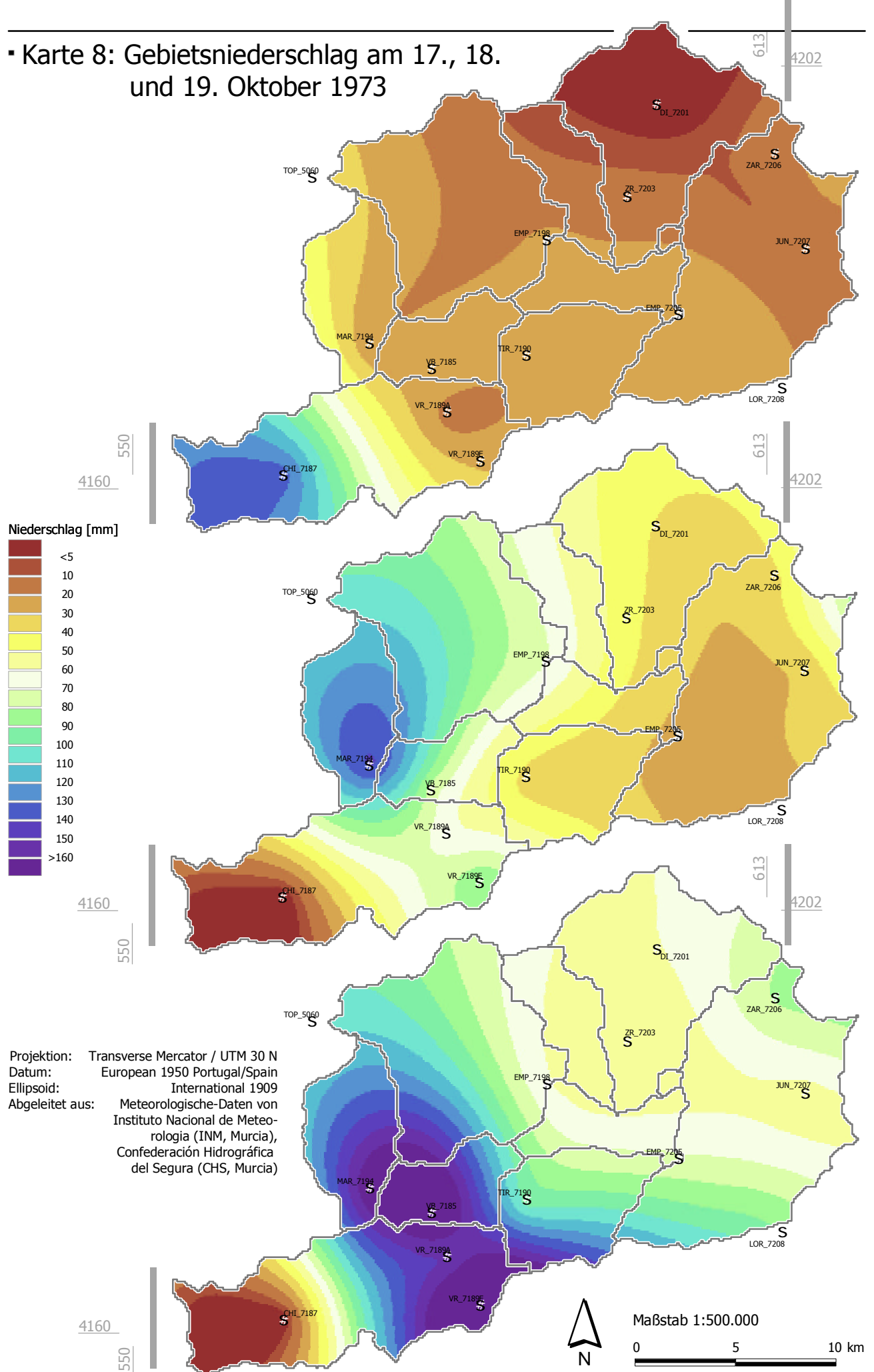
(Grundlage sind die zur Verfügung stehenden Daten, vgl. Kapitel 3.1.1). Die benachbarten Klimastationen im Untersuchungsgebiet zeigen für diesen Tag mäßige Niederschläge (z.B. *VR_7189A*: 17.9 mm, *MAR_7194*: 21.5 mm, *VB_7185*: 28.4 mm). Der Nordosten des Untersuchungsgebietes (*Doña-Inés*: 0 mm) war an diesem Tag niederschlagsfrei. Am 18. und insbesondere am 19. Oktober 1973 fielen im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes, zwischen *Vélez-Rubio* und *Topares*, überdurchschnittliche Niederschlagsmengen von bis zu 216.2mm/Tag (*VR_7189E*). Die räumliche Ausdehnung dieses Rekordereignisses ist für die Tage zwischen dem 17. und 19. Oktober 1973, durch die Gebietsniederschlagsinterpolation auf Tagesbasis veranschaulicht (vgl. Karte 7). Anhand dieser Karte lässt sich sowohl die zeitliche Veränderung als auch die räumliche Charakteristik ablesen. Am 19. Oktober 1973 fielen an allen Klimastationen im Untersuchungsgebiet (Ausnahme: *CHI_7187A*) mehr als 50 mm, an 12 Stationen mehr als 70 mm und an 4 Stationen mehr als 150 mm Niederschlag. Die 3-Tagessumme (17. bis 19. Oktober 1973) schwankt zwischen 97.8 mm (*TOT_7218A*) und 334.6 mm (*MAR_7194*). Am *Embalse de Valdeinfierno* wurden innerhalb dieser 3 Tage 154.0 mm ($P_{\text{year}1973} = 375\text{mm}$), in *María* 334.6 mm ($P_{\text{year}1973} = 711\text{ mm}$) und in *Vélez-Rubio* 232.0 mm ($P_{\text{year}1973} = 566\text{ mm}$) Niederschlag registriert und damit rund 40% der Jahresniederschlagsmenge (*EMV_7198* = 41%; *MAR_7194* = 47%; *VR_7189A* = 41%) erreicht.

▪ Karte 8: Gebietsniederschlag am 17., 18. und 19. Oktober 1973

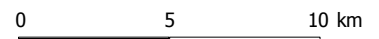
Niederschlag [mm]



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Meteorologische-Daten von Instituto Nacional de Meteorología (INM, Murcia), Confederación Hidrográfica del Segura (CHS, Murcia)



Maßstab 1:500.000



4.1.12 Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes

Die Datengrundlage für die Berechnung des Größenfrequenz-Index (GFI, engl. *magnitude-frequency index* MFI nach AHNERT 1982, 1986, 1996) sind die Tagesniederschlagsdaten vom *Instituto Nacional de Meteorología* (INM) und der *Confederación Hydrográfica del Segura* (CHS, Murcia) der Stationen *Vélez-Rubio* (7189A), *Embalse de Puentes* (7205), *Embalse de Valdeinfierno* (7198), *Lorca* (7208), *María* (7194) und *Zarcilla de Totana* (7206). Die Datensätze der Tagesniederschlagssummen wurden auf Vollständigkeit und Plausibilität überprüft und das maximal zur Verfügung stehende Zeitintervall ermittelt (vgl. Tabelle 1 und Kapitel 3.1.1).

Um die Repräsentativität der Größenfrequenzanalyseergebnisse zu gewährleisten wurden die Daten der Jahre, in denen Datenlücken in den Monaten September bis Juni auftraten, von der Berechnung ausgenommen. In den niederschlagsarmen Monaten Juli und August sind die Auswirkungen von Datenlücken auf das Gesamtergebnis der Größenfrequenzanalyse gering, da lediglich schwache bis mittlere Niederschlagsereignisse auftreten und deshalb die Wiederkehrwahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen nur geringfügig beeinflusst wird (vgl. Ausführungen in Kapitel 3.1.4).

Die Vorgehensweise bei der Berechnung des GFI ist in Kapitel 3.1.4 beschrieben. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden neben dem jeweiligen Gesamtzeitraum, einheitliche Zeitintervalle von sechs Jahren gewählt. Da die Verfügbarkeit von Tagesniederschlagswerten an den Stationen sehr unterschiedlich ist, konnte der GFI nicht für alle Niederschlagsstationen gleichermaßen bestimmt werden. In der nachfolgenden Tabelle 20 sind die Ergebnisse für die ausgewählten sechs Messstationen im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die grün unterlegten Zeilen stellen den maximal zur Verfügung stehenden Zeitraum der entsprechenden Station dar, welcher zwischen 17 und 50 Jahren schwankt. Die orange markierten Zeilen definieren den GFI für eine einheitliche Zeitspanne von 24 Jahren, vom 01.01.1976 bis 31.12.1999, der für die Stationen *Vélez-Rubio*, *Embalse de Puentes* und *Embalse de Valdeinfierno* berechnet wurde. Das Zeitintervall vom 01.01.1988 bis 31.12.1993 wurde für alle oben vorgestellten Stationen bestimmt und ist in der nachfolgenden Tabelle 20 gelb hinterlegt. Dieser Zeitraum entspricht der Zeitspanne der hydrologischen Modellierung respektive der Verdunstungsberechnung (vgl. Kapitel 3.3 und 4.2.4).

In Tabelle 20 sind die Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes von sechs ausgewählten Klimastationen für unterschiedliche Zeitintervalle dargestellt. Die Wiederkehrzeit (RI) ist ein hypothetisch-statistischer Wert der angibt, welche Tagesniederschlagssummen auf der Basis des Berechnungszeitraumes für die unterschiedlichen Stationen und Zeiträume zu erwarten sind. Quantifiziert bedeutet dies, dass an der Station *Vélez-Rubio* (VR_7189A) (Berechnungszeitraum 1961-2000) jährlich mit einem Starkniederschlagsereignis von rund 50 mm/Tag zu rechnen ist. Die Wahrscheinlichkeit, dass ein Ereignis von 130 mm/Tag auftritt, ist für *Vélez-Rubio* dagegen alle hundert Jahre einmal gegeben.

Um die Ergebnisse besser beurteilen zu können, wurde die Wiederkehrzeit eines definierten Niederschlagsereignisses von 50 mm/Tag und von 100 mm/Tag kalkuliert. Die berechneten Werte sind in Tabelle 20 in den letzten beiden Spalten dargestellt. Eine Tagesniederschlagssumme von 50 mm

Tabelle 20 Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse für unterschiedliche Zeitintervalle und Wiederkehrzeiten von sechs ausgewählten Klimastationen im Untersuchungsgebiet; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Station	Zeitraum	Regression (Tag)	RI=1a	RI=5a	RI=10a	RI=25a	RI=50a	RI=100a	RI=250a	RI=500a	RI=1000a	Pt=50mm	Pt=100mm
VR7189A	1961-2000	Pd=-53.64+40.26logRi	49.6	77.7	89.8	105.8	117.9	130.1	146.1	158.2	170.3	1.0	17.9
	1976-1999	Pd=-45.98+37.16logRi	49.3	75.2	86.4	101.2	112.4	123.6	138.4	149.5	160.7	1.0	23.2
	1976-1981	Pd=-26.55+22.93logRi	32.2	48.2	55.1	64.3	71.2	78.1	87.2	94.1	101.0	6.0	905.1
	1982-1987	Pd=-37.57+28.69logRi	36.0	56.0	64.6	76.1	84.7	93.3	104.7	113.4	122.0	3.1	170.9
	1988-1993	Pd=-44.31+39.17logRi	56.1	83.4	95.2	110.8	122.6	134.4	150.0	161.8	173.6	0.7	13.2
	1994-1999	Pd=-50.62+44.64logRi	63.8	95.0	108.4	126.2	139.6	153.1	170.8	184.3	197.7	0.5	6.5
EP7205	1971-2000	Pd=-41.02+30.73logRi	37.8	59.2	68.5	80.7	89.9	99.2	111.4	120.7	129.9	2.5	106.3
	1976-1999	Pd=-36.53+28.30logRi	36.0	55.8	64.3	75.6	84.1	92.6	103.9	112.4	120.9	3.1	182.8
	1976-1981	Pd=-32.66+25.25logRi	32.1	49.7	57.3	67.3	74.9	82.5	92.6	100.2	107.8	5.1	491.6
	1982-1987	Pd=-39.70+29.26logRi	35.3	55.7	64.5	76.2	85.0	93.8	105.4	114.3	123.1	3.2	163.0
	1988-1993	Pd=-43.66+35.27logRi	46.8	71.4	82.0	96.0	106.6	117.3	131.3	141.9	152.5	1.2	32.4
	1994-1999	Pd=-22.35+20.29logRi	29.7	43.8	49.9	58.0	64.1	70.2	78.3	84.4	90.5	10.1	2936.1
EV7198	1950-2000	Pd=-54.29+39.02logRi	45.7	73.0	84.7	100.3	112.0	123.7	139.3	151.0	162.8	1.3	24.7
	1976-1999	Pd=-48.64+36.11logRi	43.9	69.1	80.0	94.4	105.2	116.1	130.5	141.4	152.2	1.5	35.8
	1976-1981	Pd=-40.43+30.90logRi	38.8	60.4	69.7	82.0	91.3	100.6	112.9	122.2	131.5	2.3	96.0
	1982-1987	Pd=-58.18+40.87logRi	46.6	75.1	87.4	103.7	116.0	128.3	144.6	156.9	169.2	1.2	20.3
	1988-1993	Pd=-40.48+34.87logRi	48.9	73.2	83.7	97.6	108.1	118.6	132.5	143.0	153.5	1.1	29.3
	1994-1999	Pd=-51.14+36.81logRi	43.2	68.9	80.0	94.6	105.7	116.8	131.5	142.5	153.6	1.5	35.0
LOR7208	1983-2000	Pd=-44.05+31.47logRi	36.6	58.6	68.1	80.6	90.1	99.5	112.1	121.5	131.0	2.7	103.5
	1988-1993	Pd=-48.66+36.29logRi	44.4	69.7	80.6	95.1	106.0	116.9	131.4	142.3	153.2	1.4	34.2
MAR7194	1964-2000	Pd=-58.31+43.69logRi	53.7	84.2	97.3	114.7	127.9	141.0	158.4	171.6	184.7	0.8	11.5
	1988-1993	Pd=-45.21+39.70logRi	56.6	84.3	96.2	112.0	124.0	135.9	151.7	163.7	175.6	0.7	12.5
	1994-1999	Pd=-53.12+41.62logRi	53.6	82.6	95.2	111.7	124.2	136.8	153.3	165.9	178.4	0.8	13.1
ZAR7206	1950-2000	Pd=-46.16+35.96logRi	46.0	71.1	82.0	96.3	107.1	117.9	132.2	143.0	153.9	1.3	31.8
	1988-1993	Pd=-33.93+30.55logRi	44.4	65.7	74.9	87.1	96.3	105.5	117.6	126.8	136.0	1.5	66.3

kann an den ausgewählten Stationen demnach alle 0,5 bis 10 Jahren einmal auftreten. Weiterhin fällt auf, dass deutliche Unterschiede zwischen den Stationen, aber auch im Vergleich der verschiedenen Berechnungszeiträume festzustellen sind. Die Klimastation *Embalse de Puentes (EMP_7205)* zeigt für ein Niederschlagsereignisses von 50 mm/Tag die größten Schwankungen im Bezug auf die verschiedenen Berechnungszeiträume. Dort wäre ein solches Ereignis, im Gesamtzeitraum von 1971-2000 alle 2½ Jahre und im Zeitraum von 1994-1999 alle 10 Jahre wahrscheinlich. An der gleichen Station ist im Zeitintervall zwischen 1988 und 1993 ein Niederschlagsereignis von 50 mm/Tag nahezu jedes Jahr einmal möglich ($RI_j = 1.2$).

Noch deutlicher wird diese Variabilität der Starkniederschlagsereignisse bei der Betrachtung einer Tagesniederschlagssumme von 100 mm. Hier sind in Abhängigkeit des Berechnungszeitraumes hypothetische Wiederkehrzeiten von Einzelereignissen, an den unterschiedlichen Stationen von rund 6 bis 3000 Jahren möglich. Die Veränderungen der Wiederkehrzeit einer Tagesniederschlagssumme von 50 mm sind nicht einheitlich und beruhen auf den verschiedenen Steigungswerten der Regressionsgeraden (vgl. Tabelle 20, Spalte Regression). Je größer der Steigungswert, desto wahrscheinlicher wird das Auftreten eines definierten Starkniederschlagsereignisses in kürzerem Zeitabschnitt.

Nachfolgend sind exemplarisch die Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschlagssummen der Stationen *María* und *Vélez-Rubio* abgebildet. Die Größenfrequenzdiagramme weiterer Stationen, differenziert in die unterschiedlichen Zeitabschnitte finden sich im Anhang (Abbildung A3, A4, A5).

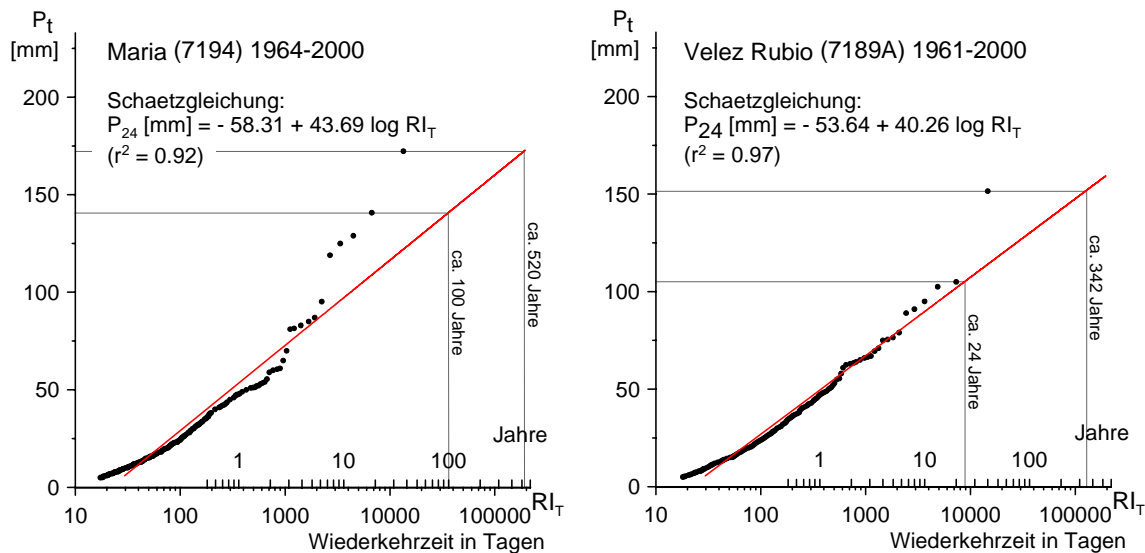


Abbildung 40 Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] in *María* und *Vélez-Rubio*, SO-Spanien; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Die Diagramme zeigen deutlich den halblogarithmischen Zusammenhang zwischen der Tagesniederschlagssumme auf der Ordinate und der Wiederkehrzeit auf der Abszisse. Die größte gemessene und verfügbare Tagesniederschlagssumme der ausgewählten sechs Stationen im Untersuchungsgebiet wurde am 19. Oktober 1973 in *María* mit 172.3 mm gemessen. Dieser Wert stellt für den Zeitraum 1964 bis 2000 ein singuläres Maximum dar und hat aufgrund der zeitlichen Niederschlagsverteilung eine Rekurrenz von 520 Jahren. Der zweitgrößte Wert von 140.8 mm wurde am Vortag des Maximalwertes (18.10.1973) erreicht. Unabhängig vom zeitlichen Zusammenhang hat dieser Wert eine wahrscheinliche Wiederkehrzeit von 100 Jahren. Insgesamt fielen an der Station in *María* vom 17. bis 19. Oktober 1973, also innerhalb von 72 Stunden, 335 mm Niederschlag pro Quadratmeter, was im Untersuchungsgebiet (auf der Basis der vorliegenden Niederschlagsdaten) ein absolutes Maximum darstellt (vgl. Kapitel 4.1.11 Starkniederschlagsereignisse).

Für die Station *Vélez-Rubio* ist die Verteilung der Einzelereignisse im Diagramm mit $r^2 = 0.97$ ausgeglichener und korreliert hochsignifikant ($\alpha < 0.001$). Der maximale Tagesniederschlagswert von 151.5 mm wurde, wie an der Station *María*, am 19. Oktober 1973 gemessen. Auf der Basis des vierzigjährigen Datensatzes (1961-2000) hat dieser Wert eine Rekurrenz von rund 340 Jahren. Die in der Intensität absteigenden Messwerte von 105 mm am 23. Oktober 2000 und von 102.5 mm am 27. September 1997 haben eine berechnete Wiederkehrzeit von 24 respektive 21 Jahren, die bereits innerhalb des zur Verfügung stehenden Berechnungszeitraums liegen.

Aus den unterschiedlichen Regressionsgleichungen der jeweiligen Stationen (vgl. Tabelle 20 und Abbildung A3, A4 und A5 im Anhang) wird unter anderem die Bedeutung des Messzeitraums deutlich. Nach AHNERT (1986, S. 70) hängt die Zuverlässigkeit der Aussage von der Länge des zur Verfügung stehenden Datensatzes ab. Für humide Gebiete kommen nach seiner Ansicht mit fünfjährigen Datenreihen bereits brauchbare Ergebnisse zustande, für Trockengebiete sollten für eine sinnvolle Analyse längere Zeiträume berücksichtigt werden. Die bisher beschriebenen Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes geben Schätzwerte für die statistisch basierten Wiederkehrzeiten von Niederschlagsereignissen, unabhängig vom jahreszeitlichen Einfluss, in Tagen bzw. Jahren wieder. Da die Niederschlagsverteilung im Jahresgang allerdings keineswegs gleichmäßig verteilt ist, sondern vielmehr eine zweigipflige Verteilung zeigt, werden im Folgenden zusätzlich zur Größenfrequenzanalyse Eintrittswahrscheinlichkeiten für spezifische Niederschlagsereignisse auf Monatsbasis bestimmt. Die Berechnung der Eintrittswahrscheinlichkeiten von definierten Tagesniederschlagssummen erfolgt durch die Standardisierung der Tagesniederschlagssummen nach:

$$Z_{mi} = \frac{X_i - X_{mean}}{S_x} \quad \text{(Gleichung 13)}$$

mit:

- Z_{mi} = standardisierter Wert für den Monat m und der spezifizierten Tagesniederschlagssumme i
- x_i = spezifizierte Tagesniederschlagssumme (10 mm, 20 mm, 40 mm, 50 mm vgl. Abbildung 41)
- X_{mean} = Median der Tagesniederschlagssummen (> 1 mm) eines Monats über einen definierten Zeitraum (1976 bis 1999)
- S_x = Standardabweichung der Tagesniederschlagssummen (> 1 mm) eines Monats über einen definierten Zeitraum (1976 bis 1999)

sowie durch die Verteilungsfunktion $\varphi(z)$, deren Wahrscheinlichkeitsdichte nach:

$$\varphi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} \quad \text{(Gleichung 14)}$$

mit:

$$\varphi(z) = \text{Wahrscheinlichkeitsdichte } [0 - 1]$$

die Eintrittswahrscheinlichkeit nach

$$W = (1 - \varphi(z)) * 100 \quad \text{(Gleichung 15)}$$

mit:

$$W = \text{Eintrittswahrscheinlichkeit } [\%]$$

beschreibt.

In Abbildung 41 sind die Eintrittswahrscheinlichkeiten für hypothetische Tagesniederschlagssummen (10 mm, 20 mm, 40 mm, 50 mm), auf der Basis aller Tagesniederschlagssummen (> 1 mm) im Zeitraum zwischen 1976-1999 auf Monatsbasis, für drei ausgewählte Klimastationen (*EMV_7198*, *EMP_7205*, *VR_7189A*) dargestellt. Das erste Diagramm zeigt die Eintrittswahrscheinlichkeit einer Tagesniederschlagssumme von 10 mm im Jahresverlauf. Demnach ist an der Klimastation von *Vélez-Rubio (VR_7189A)* eine Tagesniederschlagssumme im Juli zu 25 % und im September zu 52 % wahrscheinlich. Die Eintrittswahrscheinlichkeit für eine Niederschlagssumme von 10 mm pro Tag schwankt im Jahresverlauf an allen drei Klimastationen zwischen 11 % im Dezember (*EMP_7205*) und über 50 % (*VR_7189A*) im September.

Mit zunehmenden Tagesniederschlagssummen wird die Differenz zwischen der jeweiligen Eintrittswahrscheinlichkeit im Sommer und Herbst größer. Bei einer hypothetischen Tagesniederschlagssumme von 20 mm liegt die Eintrittswahrscheinlichkeit zwischen 1 bis 9 % im August und zwischen 13 und 35 % im Herbst. Je höher die Tagesniederschlagssumme angesetzt wird, desto wahrscheinlicher treten diese Werte im Herbst auf (September: *VR_7189A* für 40 mm = 7.1 %, für 50 mm = 2.4 %; *EMV_7198* für 40 mm = 3.3 %, für 50 mm = 0.9 %) und übersteigen die restlichen Monate deutlich (vgl. Abbildung 41).

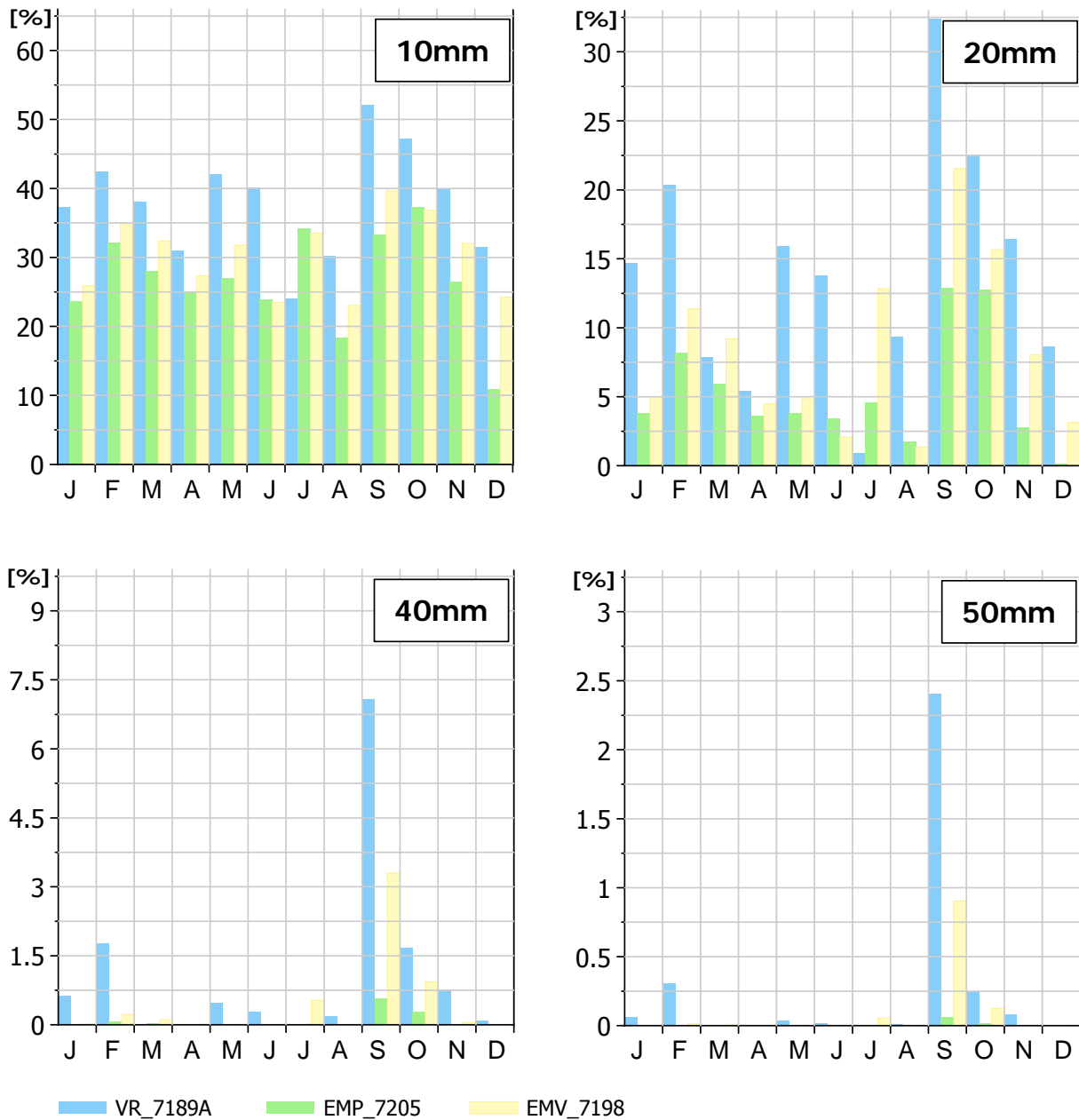


Abbildung 41 Eintrittswahrscheinlichkeiten [%] für hypothetische Tagesniederschlagssummen (10mm, 20mm, 40mm, 50mm), auf der Basis aller Tagesniederschlagssummen (> 1mm) im Zeitraum 1976-1999 auf Monatsbasis, für drei ausgewählte Klimastationen (EMV_7198, EMP_7205, VR_7189A); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

4.1.13 Jahresmitteltemperaturen

Für eine klimatologische Differenzierung wurden die zur Verfügung stehenden minimalen, maximalen und mittleren Jahresmitteltemperaturen der letzten 18 Jahre ausgewertet und graphisch gegenübergestellt. Die Resultate für 6 Klimastationen sind in der nachfolgenden Abbildung dargestellt.

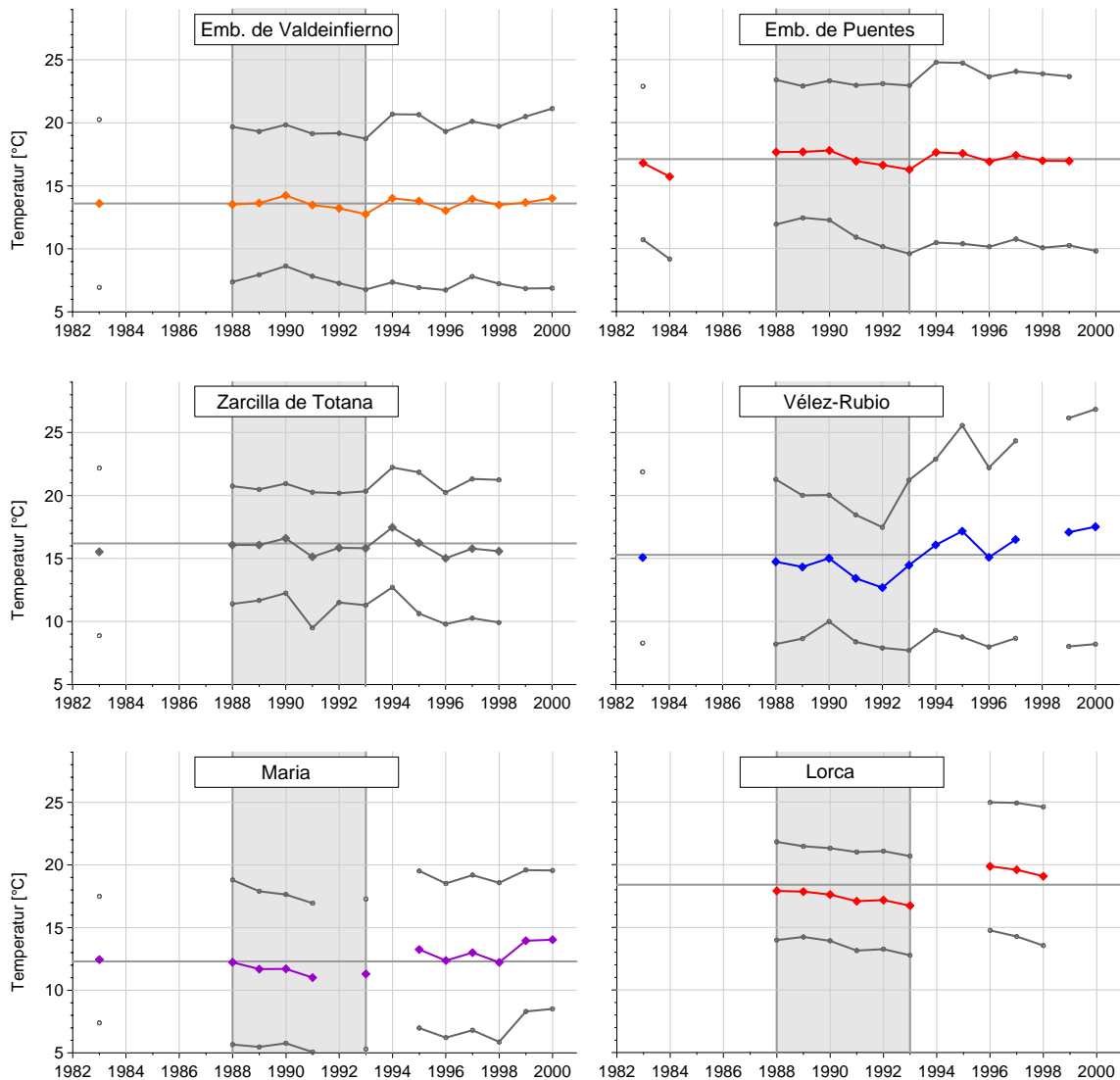


Abbildung 42 Minimale, maximale und mittlere Jahresmitteltemperaturen an sechs ausgewählten Klimastationen (minimale Jahresmitteltemperatur entspricht dem Mittel der minimalen Monatsmitteltemperaturen; maximale Jahresmitteltemperatur entspricht dem Mittel der maximalen Monatsmitteltemperaturen), eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Der grau hinterlegte Bereich von 1988 bis 1993 markiert den Zeitraum der hydrologischen Modellierung, der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (vgl. Kapitel 4.2, 4.1.14) sowie der Datengrundlage für die flächendifferenzierten Darstellung (vgl. Karte 9). Die Datenreihen weisen Lücken auf, die aufgrund Ihrer Länge häufig nicht geschlossen werden konnten (vgl. Kapitel 3.1.1

sowie Tabellen T8 bis T10 im Anhang). Für eine grobe Charakterisierung der Temperaturverhältnisse im Untersuchungsgebiet sind die gemittelten minimalen, maximalen und mittleren Jahresmitteltemperaturen ausreichend.

Der langjährige Mittelwert, auf der Basis der zur Verfügung stehenden Anzahl von Einzeljahren, ist in der Abbildung 42 als Gerade dargestellt und schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 12.3°C (*MAR_7194*) und 18.4°C (*LOR_7208*). Die minimalen und maximalen Jahresmitteltemperaturen sind aus den minimalen und maximalen Monatsmittelwerten abgeleitet und repräsentieren den hypothetisch ermittelten Schwankungsbereich der annualen Mitteltemperatur (vgl. Abbildung 42 und Karte 9). Die räumliche Verteilung der mittleren Jahresmitteltemperaturen der Jahre 1988 bis 1993 ist in Karte 3 und in Kombination mit den berechneten minimalen und maximalen Jahresmitteltemperaturen in Karte 9 dargestellt. Die Südabdachung der *Sierra María* sowie die Beckenlandschaften im Osten des Untersuchungsgebietes zwischen dem *Embalse de Puentes* und *Doña Inés* weisen Jahresmitteltemperaturen von rund 15°C bis 17°C auf. Die höchsten Jahresmitteltemperaturen werden mit rund 18°C bis 19°C bei Lorca erreicht. In den höher gelegenen intramontanen Tal- und Beckenlagen gehen die Jahresmitteltemperaturen auf Werte zwischen 12°C und 14°C zurück und erreichen in der *Sierra María* (auf rund 2030m ü. NN) den Minimalwert von 6.6°C . Daraus wird der orographische Einfluss deutlich, der mit einem über einen langjährigen Zeitraum berechneten, mittleren, vertikalen, feuchtadiabatischen Temperaturgradienten (T_{FAG}) von 0.66 Kelvin/100m den Angaben in der Literatur für das Untersuchungsgebiet entspricht (vgl. ICONA 1992, S. 16; ICONA 1993, S. 15). In nebenstehender Abbildung 43 wird dieser Zusammenhang für sechs Klimastationen des Untersuchungsgebietes in einem linearen Modell approximiert. Daraus wird der generelle Zusammenhang zwischen der Jahresmitteltemperatur und der Stationshöhe deutlich, der für die Klimastationen *María*, *Vélez-Rubio*, *Embalse de Puentes* und *Lorca* hochsignifikant korreliert ($r^2 = 0.98$, $\alpha < 0.001$; $T_{\text{FAG}} = 0.66 \text{ K}/100 \text{ m}$). Unter Einbeziehung der süd-exponierten Station in *Zarcilla de Totana* und der nordexponierten Station am *Embalse de Valdeinfierno* ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von $r^2 = 0.7$, der mit $\alpha < 0.01$ ebenfalls einen signifikanten, wenngleich schlechteren Zusammenhang zeigt. Die räumlichen Temperaturunterschiede werden aus der Karte 9 deutlich.

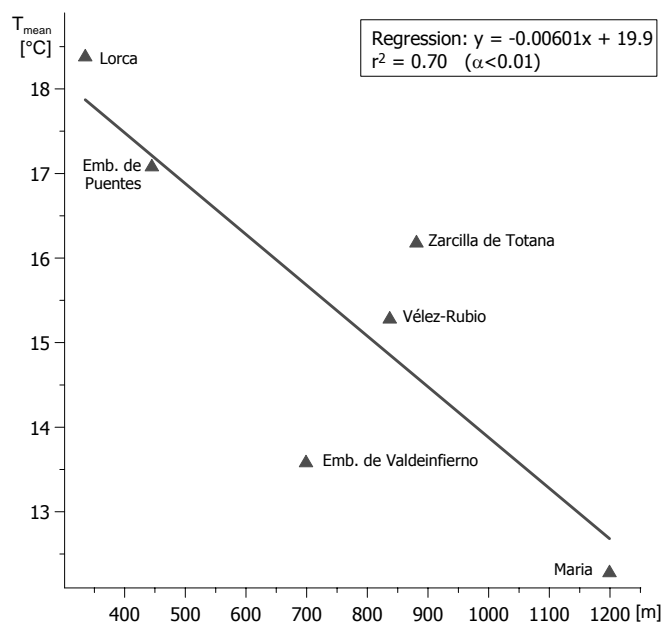
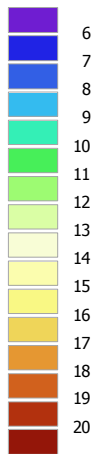


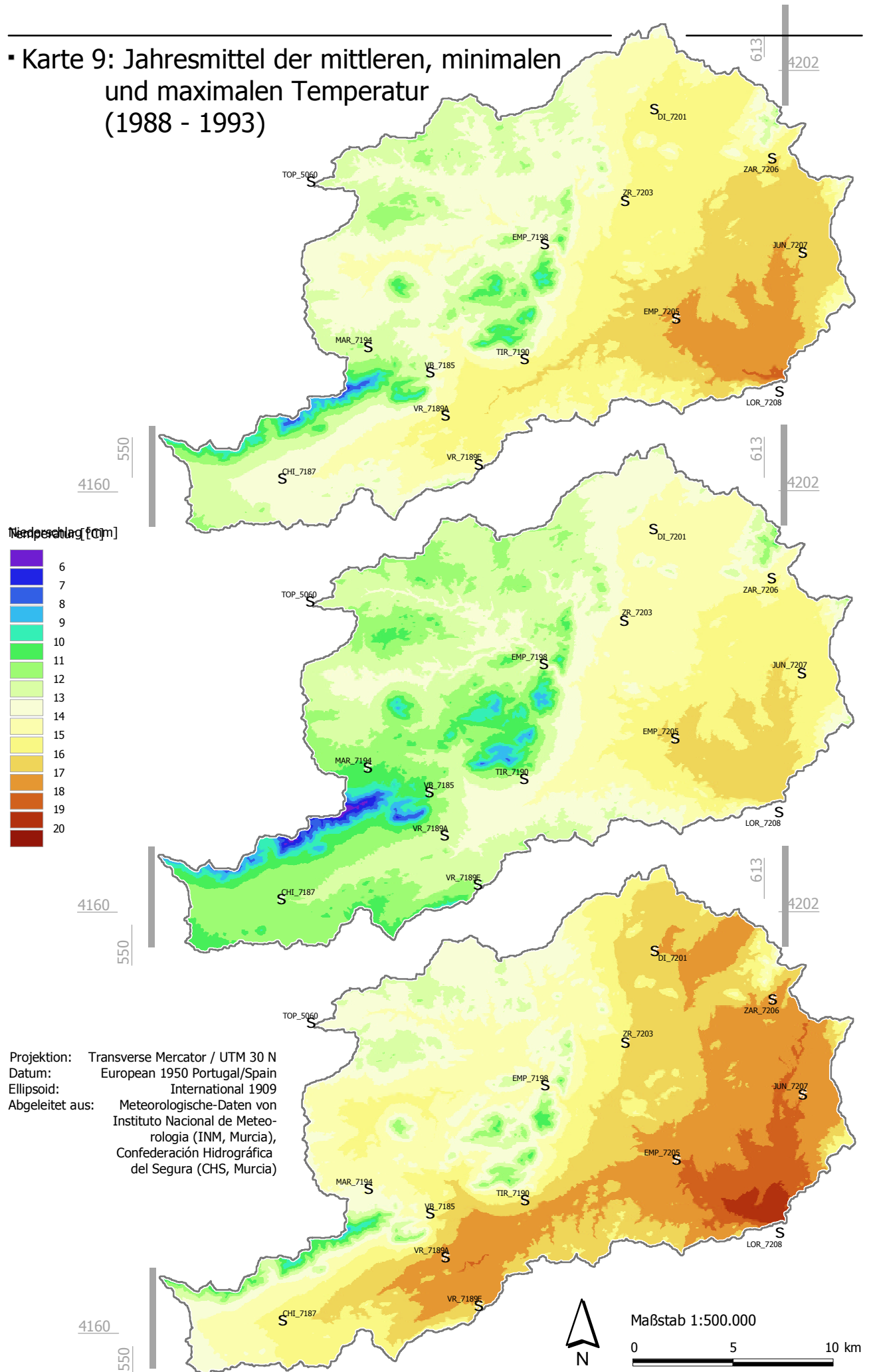
Abbildung 43 Zusammenhang zwischen der Stationshöhe [m ü.NN] und der mittleren Jahresmitteltemperatur [T_{mean} in $^{\circ}\text{C}$] für 1982-2000; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

▪ Karte 9: Jahresmittel der mittleren, minimalen und maximalen Temperatur (1988 - 1993)

Niederschlag [mm]



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Meteorologische-Daten von Instituto Nacional de Meteorología (INM, Murcia), Confederación Hidrográfica del Segura (CHS, Murcia)



4.1.14 Monatsmitteltemperaturen

Für eine zeitliche Differenzierung der Jahresmitteltemperaturen ist eine jahreszeitliche Unterteilung des Temperaturgangs auf Monatsbasis sinnvoll. Deshalb wurden exemplarisch für die Klimastationen am *Embalse de Valdeinfierno*, am *Embalse de Puentes*, in *Zarcilla de Totana*, *Vélez-Rubio*, *María* und *Lorca* die gemittelten Monatsmitteltemperaturen des Bezugszeitraums zwischen 1988 und 1993 (6 Jahre) aus Tagesmitteltemperaturen bestimmt und in Abbildung 44 graphisch dargestellt.

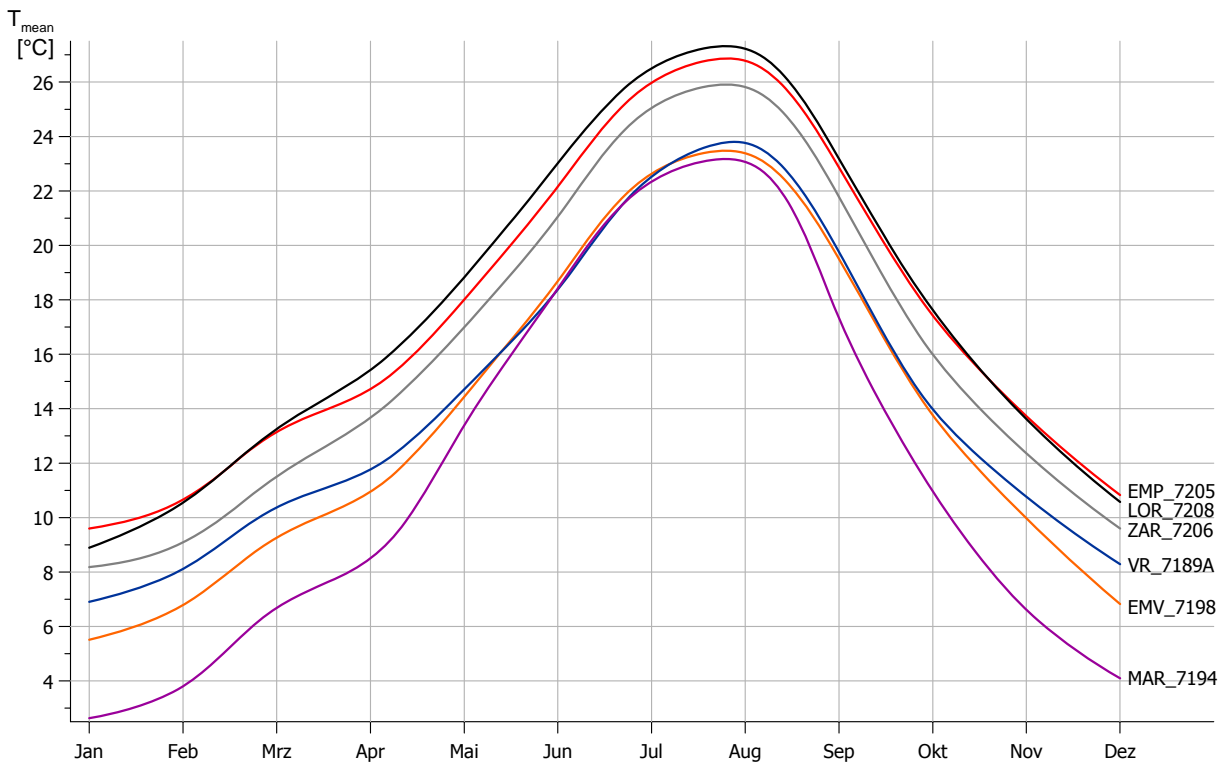


Abbildung 44 Mittlere Monatsmitteltemperaturen der Jahre 1988 bis 1993 für sechs ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Die Datensätze der Tagesmitteltemperaturen des Berechnungszeitraums weisen keine Datenlücken (Ausnahme: Datenlücke vom 07.08.1992 bis 06.09.1992 für die Klimastation in *María*) oder Inhomogenitäten auf. Deshalb können die Ergebnisse als repräsentativ für die Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet angesehen werden.

Die mittleren Monatsmitteltemperaturen zeigen einen ausgeglichenen mediterranen Jahresgang mit einem absoluten Minimum im Januar und einem absoluten Maximum im August. Die Temperaturdifferenz zwischen Januar und August beträgt für die ausgewählten Klimastationen zwischen 16.9 K (*VR_7189A*) und 20.4 K (*MAR_7194*). Die mittleren Januartemperaturen schwanken zwischen 2.6°C (*MAR_7194*) und 9.6°C (*EMP_7205*), die mittleren Augusttemperaturen zwischen 23.1°C (*MAR_7194*) und 27.2°C (*LOR_7208*). Die maximale, monatliche Schwankungsbreite zwischen den ausgewählten Klimastationen ist im Winterhalbjahr mit Werten um 7 K

(Januar 7.0 K; November 7.1K) deutlich höher, als in den Sommermonaten (Juli und August 4.2K). Dies wird ebenfalls beim Vergleich des vertikalen Temperaturgradienten auf Monatsbasis deutlich, der im Jahresverlauf Variationen aufweisen. In Tabelle 21 ist der vertikale Temperaturgradient für die mittleren Monatsmitteltemperaturen (Bezugszeitraum: 1988 bis 1993), zusammen mit dem quadrierten Korrelationskoeffizienten respektive dem Bestimmtheitsmaß und dem Signifikanzniveau dargestellt. Die höchsten T_{VG} - Werte treten im Winterhalbjahr (0.68 bis 0.72 K/100 m), die geringsten in den Sommermonaten Mai bis August (0.46 bis 0.58 K/100 m) auf. Parallel dazu schwankt der räumliche Zusammenhang ($0.60 < r^2 < 0.78$), der im Sommerhalbjahr die höchste Variabilität aufweist. Mit $r^2 = 0.78$ ($\alpha < 0.02$)

im Oktober wird der beste räumliche Zusammenhang zwischen den Monatsmitteltemperaturen und den Stationshöhen beschrieben. Im Gegensatz dazu stehen die Korrelationskoeffizienten der Sommermonate ($r^2 = 0.60$ bis 0.69 ; $0.1 < \alpha < 0.05$). Generell ist der interannuelle Temperaturverlauf, neben dem dominierenden Einfluss des Strahlungshaushaltes, von der Geländehöhe und der Jahreszeit abhängig, und weist für das Untersuchungsgebiet in der Trockenzeit des Sommerhalbjahrs geringere und im Winterhalbjahr höhere Variationen auf.

Tabelle 21 Ermittelter vertikaler Temperaturgradient (T_{VG}) für sechs ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes (*Embalse de Valdeinfierno, Embalse de Puentes, Zarcilla de Tootana, Vélez-Rubio, María und Lorca*) auf Monatsbasis; eigene Berechnung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

	T_{VG}	r^2	α
Januar	0.68	0.67	<0.05
Februar	0.72	0.74	<0.02
März	0.71	0.77	<0.02
April	0.72	0.74	<0.02
Mai	0.58	0.69	<0.05
Juni	0.52	0.61	<0.1
Juli	0.47	0.60	<0.1
August	0.46	0.62	<0.1
September	0.63	0.75	<0.02
Oktober	0.72	0.78	<0.02
November	0.75	0.74	<0.02
Dezember	0.68	0.69	<0.05

4.1.15 Aktuelle und potentielle Verdunstung

Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration erfolgte auf der Basis der in Kapitel 3.1.1 beschriebenen Temperaturdaten für sechs ausgewählte Klimastationen des Untersuchungsgebietes. Ein Vergleich der unterschiedlichen Berechnungsverfahren auf der Basis der Klimadaten bzw. der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH ist in Kapitel 3.1.5 und 3.3.2 gegeben. Die Ergebnisse der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration sind aus Tabelle 22 sowie aus Karte 10 zu entnehmen. Die Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration (berechnet nach HARGREAVES & SAMANI 1982) schwanken für das Untersuchungsgebiet zwischen 1000 mm (*VR_7189A* für 1992) und 1430 mm (*LOR_7208* für 1993). Die mittleren ETP-Jahressummen für den Zeitraum von 1988 bis 1993 schwanken zwischen 1081 mm (*ZAR_7206*) und 1272 mm (*EMP_7205*). Verglichen mit den Werten aus der Literatur (CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA 1987, S. 118f sowie ICONA 1987-1993) und aus der hydrologischen Modellierung (WASIM-ETH Berechnung nach WENDLING) ergeben sich Differenzbeträge von 150 mm bis 460 mm (15% bis 40% bezogen auf die Ergebnisse nach HARGREAVES & SAMANI 1982).

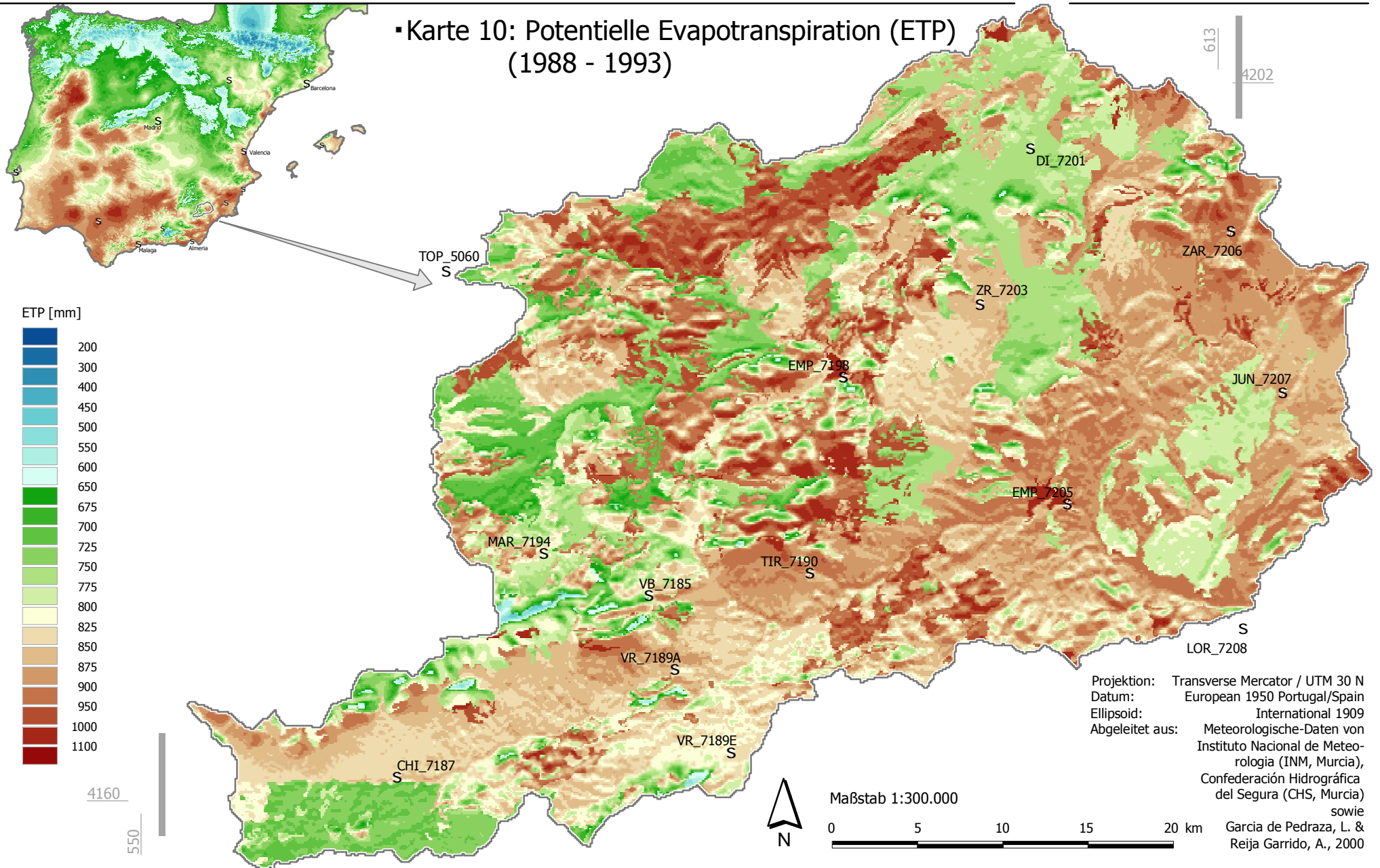
Tabelle 22 Ergebnisse der ETP-Berechnung nach HARGREAVES & SAMANI (1982, 1985) für sechs ausgewählte Klimastationen im Untersuchungsgebiet; Vergleichswerte aus CHS (1995) berechnet nach *Thornthwaite* und WaSiM-ETH berechnet nach *Wendling* (vgl. Kapitel 3.1.5 und 3.3.2); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1), alle Werte in [mm]

Jahr	EMV_7198	EMP_7205	VR_7189A	ZAR_7206	MAR_7194	LOR_7208
1988	1170	1261	1252	1095	1213	
1989	1143	1223	1166	1070	1153	
1990	1147	1248	1104	1068	1126	
1991	1141	1285	1044	1141	1103	
1992	1138	1303	1008	1050	1086	
1993	1122	1311	1267	1059	1119	1432
6-Jahresmittel (<i>Hargreaves & Samani</i>)	1143	1272	1140	1081	1133	
Literatur (ICONA 1987-1993) (<i>Thornthwaite</i>)		942	728	932	669	837
WaSiM-ETH (<i>Wendling</i>)	895	947	858	911	803	899

Die Verdunstungswerte (ETP und ETR) in den Klimadiagrammen (Abbildung 11, Kapitel 2.3; Abbildungen 45 & 46 sowie Karte 10) sind der hydrologischen Modellierung (Zeitraum 1988 bis 1993) entnommen (vgl. Kapitel 3.3.2). Unter Berücksichtigung einer Unterschätzung der nach WENDLING berechneten ETP von rund 30% (vgl. Kapitel 3.1.5), resultiert eine positive Verschiebung der ETP auf der Ordinate der Klimadiagramme (Abbildung 11, 45, 46) sowie einer räumlichen Modifikation in Karte 10.

Karte 10 zeigt die räumliche Verteilung der potentiellen Evapotranspiration (ETP) auf der Grundlage der hydrologischen Modellierung (1988-1993). Die ETP-Übersichtskarte der Iberischen Halbinsel wurde auf der Basis von 607 Stationswerten aus GARCIA DE PEDRAZA & REIJA GARRIDO (1994) interpoliert. Minimalwerte von weniger als 600 mm kommen im Untersuchungsgebiet ausschließlich in den Höhenlagen der *Sierra María* vor. Der nordwestliche Bereich des Untersuchungsgebietes wird aufgrund seiner heterogenen Orographie von ETP-Werten zwischen 650 und 1000 mm charakterisiert. Vor allem die südexponierten Hangbereiche der *Sierren* weisen, im Gegensatz zu den intramontanen Beckenstrukturen sowie den nordexponierten Hängen, hohe potentielle Verdunstungsraten auf. Die tiefer gelegenen Gebiete im Süden und Osten des Untersuchungsgebietes zeigen ETP-Werte zwischen 750 und 1000 mm.

▪ Karte 10: Potentielle Evapotranspiration (ETP)
(1988 - 1993)



4.1.16 Charakterisierung der annuellen Humidität und Aridität

Die jahreszeitliche klassisch-mediterrane Niederschlagsverteilung wird durch eine sommerliche Trockenperiode und ein winterliches zweigipfliges Regenmaximum charakterisiert. Dies wird aus den Klimadiagrammen (vgl. Abbildung 11) deutlich, die häufig zur Charakterisierung des Klimas eines Ortes verwendet werden (vgl. BAUMHAUER 1986, DE WIT 2001, S. 37; MAY 1988, S. 64; MÉNDEZ & MOLINERO 1993, S. 165 ff; PONS & REILLE 1988, S. 245; SCHÜTT 2001, S. 25; u.a.). Die Klimadiagramme nach WALTER & LIETH (1967) stellen die Monatswerte von Temperatur und Niederschlag/Verdunstung im Verhältnis 1:2 gegenüber. Dadurch wird eine grobe Abschätzung humider und arider Monate möglich, die nach WALTER & LIETH (1967) durch das Verhältnis von Temperatur zu Niederschlag definiert wird. Liegt die Niederschlagssäule über der Temperaturkurve, so ist der Monat humid, anderenfalls wird das Klima als arid bezeichnet. Physikalisch korrekter ist jedoch die Gegenüberstellung zwischen den monatlichen Niederschlägen (N) und den potentiellen Landschaftsverdunstungswerten (ETP) (vgl. Abbildung 11) (BAUER ET AL. 2002, S. 118). Daraus resultieren weniger humide Monate, die zur besseren Veranschaulichung in Abbildung 11 in unterschiedlichen Blautönen gekennzeichnet wurden. Für die Klimastation *Embalse de Valdeinfierno* sind dies der Februar, der Oktober, November und Dezember. Am *Embalse de Puentes* werden nahezu alle Monate als arid bezeichnet (Ausnahme: November) sowie an der Station in *Lorca*, die deutlich höhere ETP-Werte als Niederschlagssummen zeigt. Für die montane Region an der Nordabdachung der *Sierra María*, kann ein humides Winterhalbjahr (Oktober bis Februar) dem trockenen Sommerhalbjahr (März bis September) gegenübergestellt werden. Generell wird der semi-aride Charakter des Untersuchungsgebietes, mit mäßigen, winterlichen Niederschlagssummen und ausgeprägter sommerlicher Trockenzeit deutlich.

Bei der Berechnung der klimatischen Wasserbilanz, werden die Niederschlagsmengen den potentiellen Evapotranspirationswerten zeitlich gegenübergestellt. Ist die Niederschlagsmenge größer als die ETP erfolgt Versickerung und oberflächennaher Abfluss. Bei negativem Verhältnis resultiert ein Wasserdefizit, welches bei zeitlichen Andauern zum Trockenstress für die Vegetation führen kann. In den Abbildungen 45 und 46 ist die klimatische Wasserbilanz für 6 Klimastationen des Untersuchungsgebiets für den Zeitraum von 1988 bis 1993 auf Monatsbasis dargestellt. In 8 bis 11 Monaten ist die klimatische Wasserbilanz negativ (vgl. Abbildungen 45 & 46). Die Werte betragen in den Sommermonaten zwischen 100 mm und 125 mm Wasserdefizit. In der zweigipfligen Regenzeit von Herbst bis Frühjahr erreicht die klimatische Wasserbilanz Werte um 20 mm bis 50 mm, selten darüber (z.B. *EMV_7198* für Nov. & Dez. 1989; Feb. 1992 & 1993 – *VR_7189A* für Nov. & Dez. 1989; Jan., Jun., Nov. 1992; Feb. 1993 – *ZAR_7206* für Jan. 1991; Feb. 1992 & 1993 – *MAR_7194* für Nov. & Dez. 1989; Feb. 1992 & 1993). Für die Klimastationen am *Embalse de Puentes* und in *Lorca* ist die Wasserbilanz nahezu das gesamte Jahr negativ und zeigt die Aridität diesen Naturraumes.

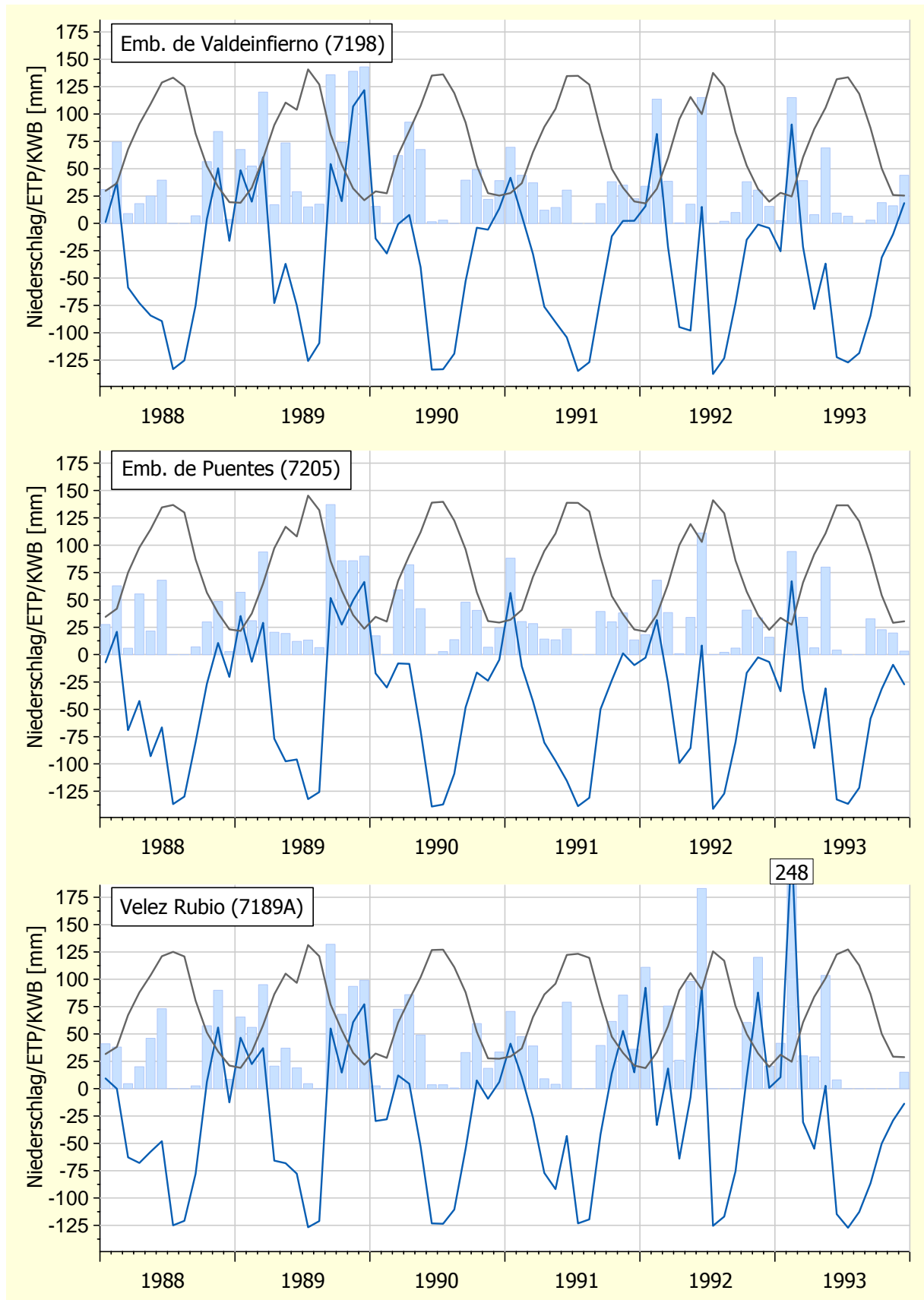


Abbildung 45 Klimatische Wasserbilanz für die Klimastationen *Embalse de Valdeinfierno*, *Embalse de Puentes* und *Vélez-Rubio*, für die Jahre 1988 bis 1993, monatliche Niederschlagssummen: blaue Säulen; ETP: graue Kurven; klimatische Wasserbilanz (KWB): blaue Kurve; ETP-Berechnung aus WaSiM-ETH; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

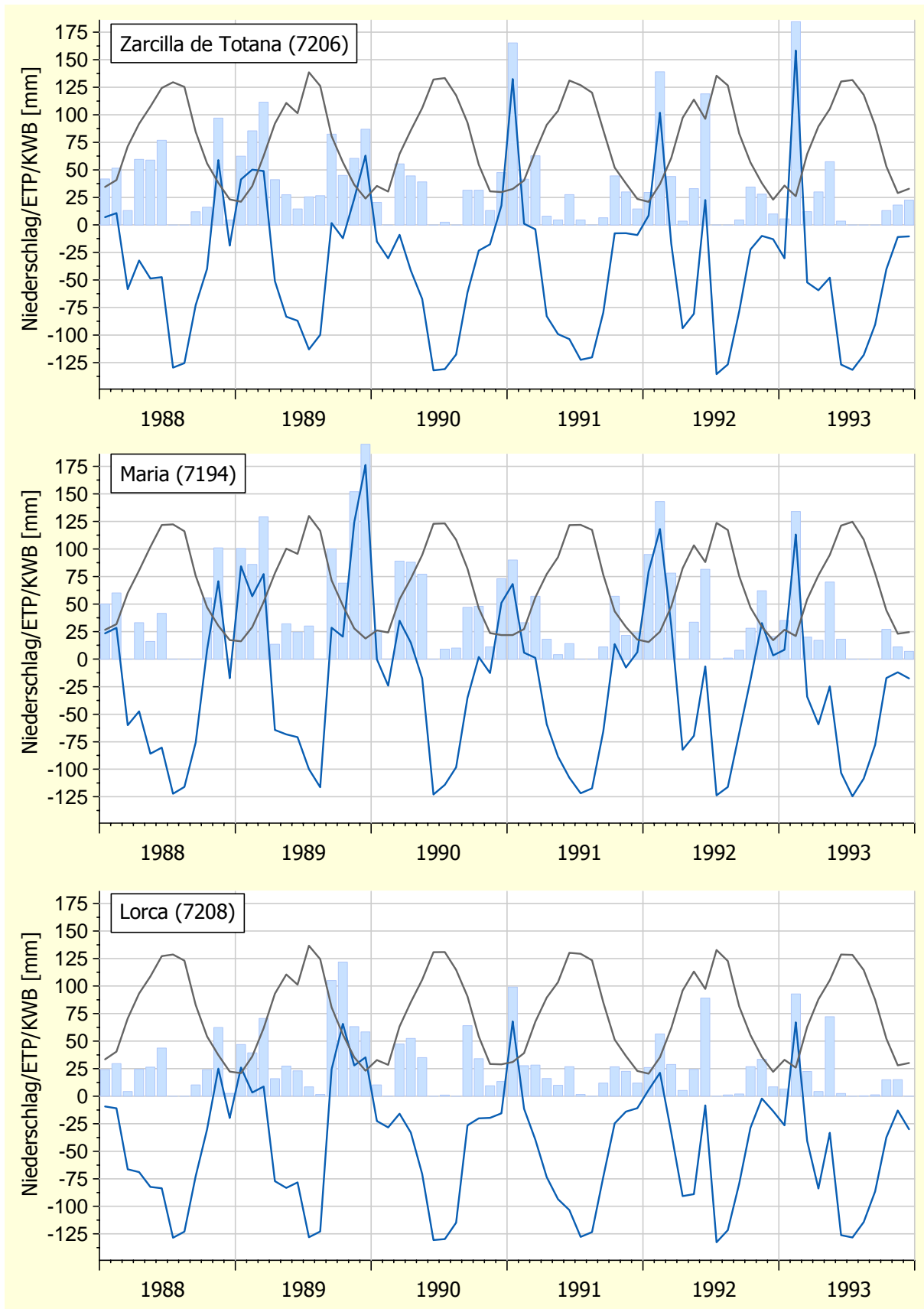
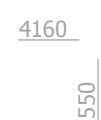
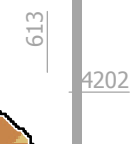
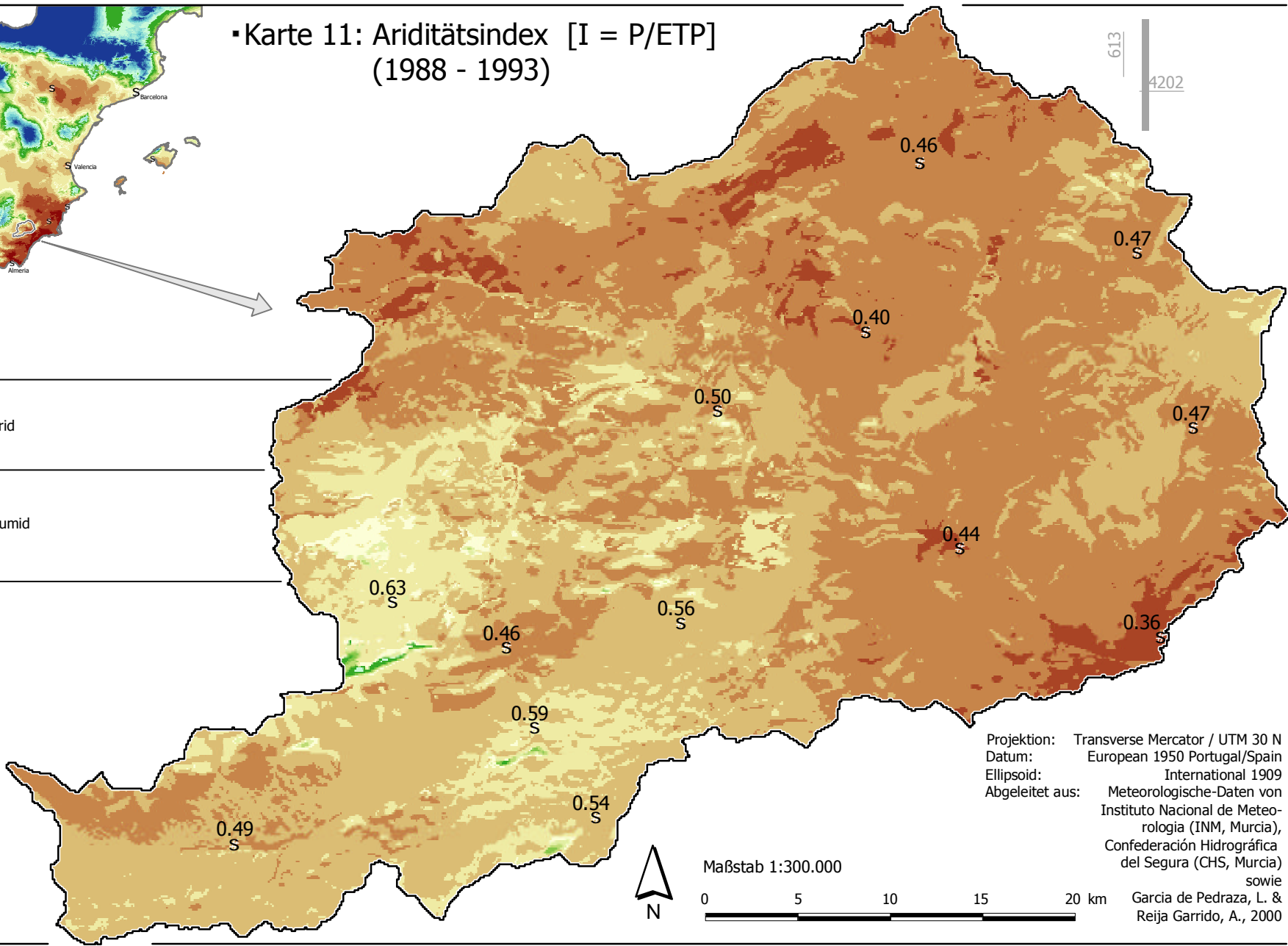
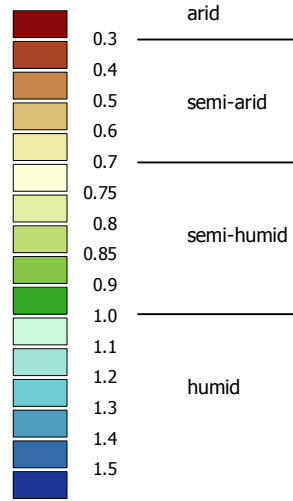
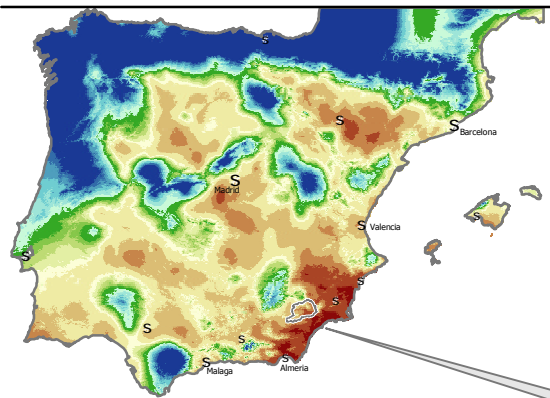
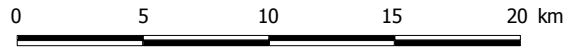


Abbildung 46 Klimatische Wasserbilanz für die Klimastationen *Zarcilla de Totana*, *María* und *Lorca*, für die Jahre 1988 bis 1993, monatliche Niederschlagssummen: blaue Säulen; ETP: graue Kurven; klimat. Wasserbilanz (KWB): blaue Kurve; ETP-Berechnung aus WaSiM-ETH; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

▪ Karte 11: Ariditätsindex [I = P/ETP]
(1988 - 1993)



Maßstab 1:300.000



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: Meteorologische-Daten von
 Instituto Nacional de Meteorología (INM, Murcia),
 Confederación Hidrográfica del Segura (CHS, Murcia)
 sowie
 Garcia de Pedraza, L. & Reija Garrido, A., 2000

Eine weitere Möglichkeit, die Humidität bzw. Aridität eines Naturraumes zu quantifizieren, stellt die Berechnung eines Ariditätsindex dar. In Karte 11 wurde der Feuchtigkeitsindex nach FONT TULLOT (1988, S. 263f, in Anlehnung an THORNTHWAITE 1948; vgl. Kapitel 2.3) auf der Basis des annualen Gebietsniederschlags sowie der potentiellen Verdunstung berechnet. Die Ariditätsindex-Übersichtskarte der Iberischen Halbinsel wurde auf der Grundlage der Gebietsniederschlags- und ETP-Interpolation von 607 Stationswerten aus GARCIA DE PEDRAZA & REIJA GARRIDO (1994) erstellt.

Werte kleiner 0.3 werden als arid, Werte größer als 0.7 als semi-humid bezeichnet. Der dazwischen liegende Wertebereich von 0.3 bis 0.7 charakterisiert das semi-aride Klima des Untersuchungsraumes. Ausschließlich die montane Stufe der *Sierra María* kann aufgrund der erhöhten Niederschläge und der kühleren Temperaturen als semi-humides Gebiet angesprochen werden. Besonders trocken, mit Werten unter 0.4 ist der östliche Bereich des Untersuchungsgebietes nördlich von *Lorca*, bei *Zarcilla de Ramos* und um *Doña Ines*.

4.2 Morphometrische und hydrologische Analyse

4.2.1 Topographische und morphometrische Parameter

Die Topographie nimmt Einfluss auf geomorphologische und hydrologische Prozesse. Damit ist die Ableitung von Reliefparametern aus digitalen Höhenmodellen (DHM) zur strukturellen Prozessbeschreibung morphometrischer und hydrologischer Parameter von elementarer Bedeutung. Die Berechnung der Hangneigung und Exposition ermöglicht die Ermittlung sowohl hang abwärts gerichtete Bewegungen als auch der Fließrichtung. Durch die morphometrische Analyse der Lateral- (*plan curvature*) und Längskrümmung (*profile curvature*) (vgl. MOORE ET AL. 1991; ZEVEBERGEN & THORNE 1987) können Parameter bestimmt werden, die die Beschleunigung und Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit sowie die Divergenz und Konvergenz der hang abwärts gerichteten Bewegungskomponente beschreiben.

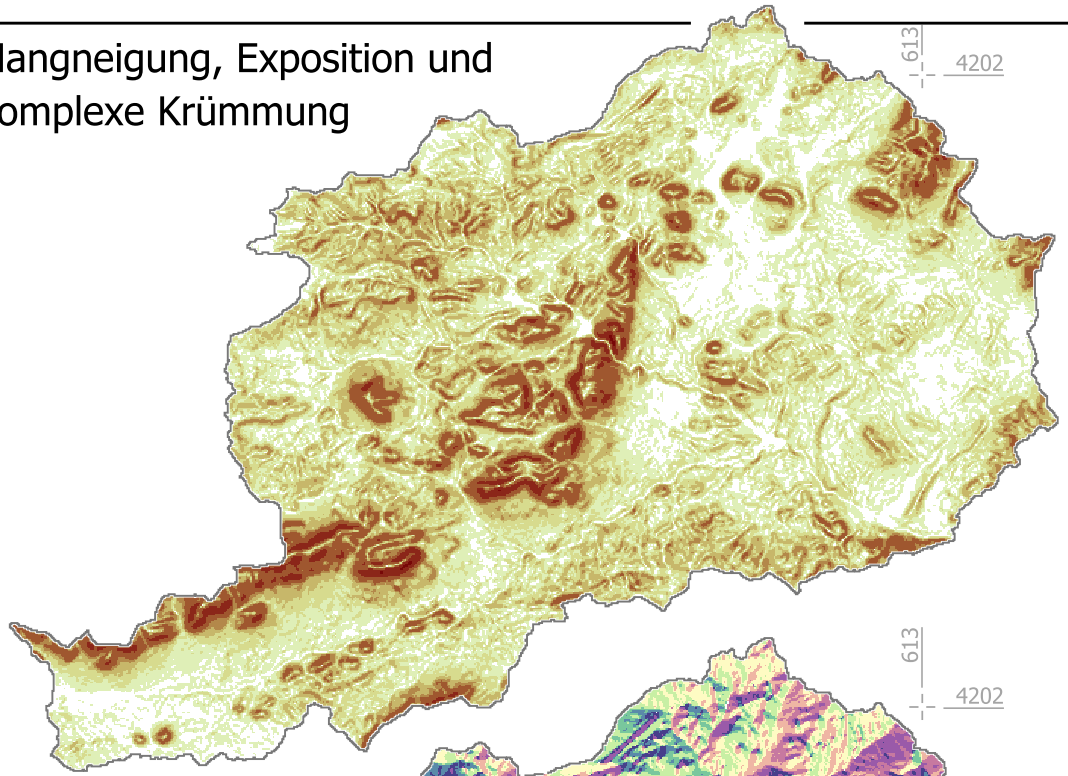
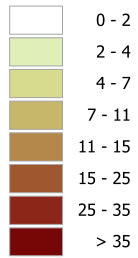
In Karte 12 sind die Ergebnisse der topographischen und morphometrischen Reliefanalyse dargestellt, die auf der Basis eines hydrologisch korrigierten DHMs (vgl. Kapitel 3.2.1) erstellt wurden. Die Hangneigungsklassen (vgl. LESER & STÄBLEIN 1975) charakterisieren die unterschiedlichen Landschaftseinheiten. Die Becken- und Tallagen im Süden und Osten weisen Hangneigungen kleiner 7° , die *Sierras* von über 25° auf. Die geologischen und hydrologischen Strukturen (vgl. Karte 1 und 4) werden durch die Hangneigungskarte nachgezeichnet. So treten die höchsten Hangneigungen in der triasischen Deckenüberschiebung auf, die durch Steilabbrüche gekennzeichnet werden. Die Bereiche der quartären und tertiären postorogenen Sedimente (Alluvium, Glacis, Pediment) zeichnen sich durch flachwellige Strukturen mit geringen Hangneigungen (meist kleiner 4°) aus. Deutlich treten die hydrologisch geprägten Talstrukturen des *Rio Caramel*, *Rio Luchena*, *Rambla de Chirivel*, *Rio Corneros* und *Rio Guadalentin* (vgl. Karte 12 und Karte 4) in der Hangneigungskarte hervor.

Dies wird ebenfalls in der Expositionskarte deutlich, bei der die Tiefenlinien durch einen Wechsel der Exposition charakterisiert werden. Der südliche Bereich des Untersuchungsgebietes, gleichzusetzen mit der geologischen Einheit des Malaguiden- und Alpujariden-Komplex (vgl. Karte 1), weist vornehmlich nordwestliche bis nordöstliche Expositionen aus. Dem gegenüber erhebt sich die ausgedehnte Südabdachung der *Sierra María* und *Sierra Gigante*, die ausschließlich von vereinzelten dolomitischen Felsformationen unterbrochen wird. Die kegelförmige Erhebung des *El Gabar* (vgl. Abbildung 7) wird sowohl in der Expositions- als auch in der Hangneigungskarte abgebildet. Der östliche Untersuchungsbereich wird durch flache, langgezogene, meist südexponierte Landschaftseinheiten dominiert, die durch steile, nordexponierte Bereiche unterbrochen werden. Sowohl die Hangneigungs- als auch die Expositionsdaten sind Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung (vgl. Kapitel 3.3 und 4.2.2).

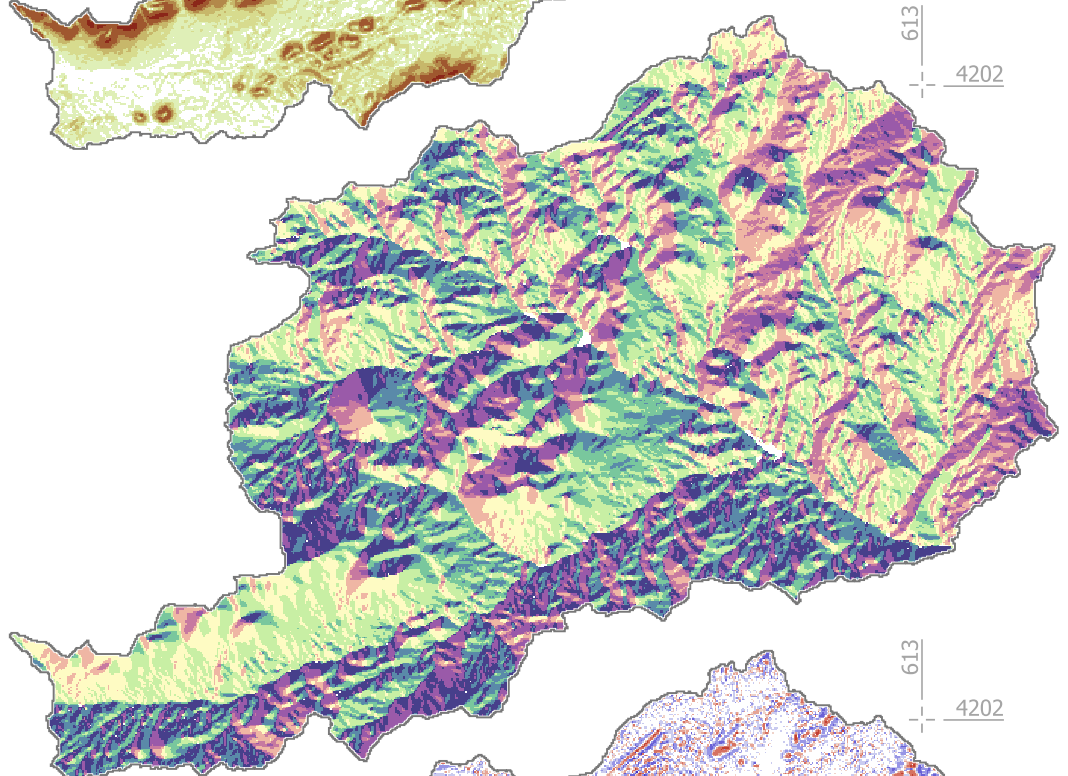
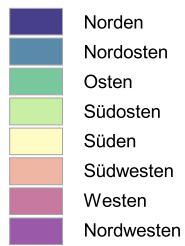
Die Berechnung der Lateral- und Längskrümmung erfolgte nach der in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Methode. In Karte 12 (3) ist die "Komplexe Krümmung" (vgl. Kapitel 3.2.2) dargestellt, die eine Differenzierung in konkave und konvexe Landschaftsbereiche zulässt. Die Darstellung ist maßgeblich von der geometrischen Auflösung des DHMs abhängig, da der Algorithmus einen dimensionslosen Index generiert, der in Beziehung zu metrischen Einheiten zu setzen ist. Durch die Verwendung eines DHMs mit Rasterzellen von 100 m x 100 m Kantenlänge (vgl. Karte 12 (3)),

▪ Karte 12: Hangneigung, Exposition und komplexe Krümmung

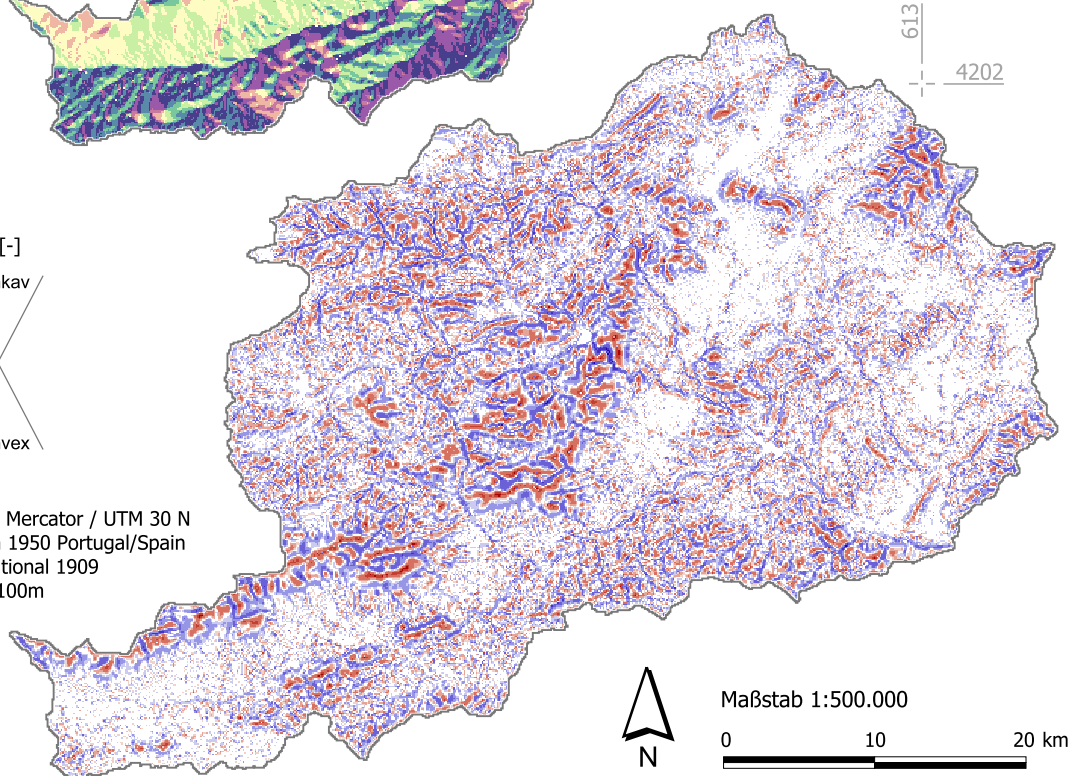
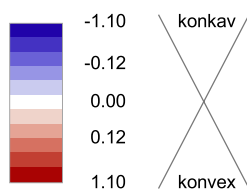
Hangneigung [°]



Exposition [°]



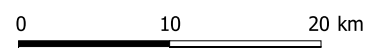
Komplexe Krümmung [-]



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: DHM 100m



Maßstab 1:500.000



werden konvexe (rot) und konkave (blau) Strukturen von wenigen hundert Metern beschrieben. Deutlich treten dabei die konvexen Kuppenlagen und Bergrücken hervor, die am Hangknick in einen konkav geprägten Unterhang übergehen. Eingeschnittene Talstrukturen werden durch konvergierende Geländeauschnitte in konkave Bereiche zusammengefasst. Die flachwelligen Gebiete im Süden und Osten des Untersuchungsgebietes treten bei der Darstellung der komplexen Krümmung durch Indexwerte um 0 hervor, die gestreckte Hangbereiche und Ebenen charakterisieren.

Die Gegenüberstellung der Hangneigung und der aktuellen Landnutzung ermöglicht eine Beschreibung der reliefbezogenen Agrarnutzung (vgl. Abbildung 47). Neben der relativen Darstellung der Landnutzungsklassenanteile [in %] sind die absoluten Flächenanteile [in ha] angegeben. Daraus wird deutlich, dass die agraren Nutzflächen einen Großteil (63.2 %) des Untersuchungsgebietes ausmachen. Anbauflächen für Getreide verteilen sich hauptsächlich auf schwach geneigten Arealen (bis 7°), können jedoch bis rund 18° Hangneigung vorkommen. Eine weitere agrare Landnutzungsklasse der Misch- und Baumkulturen (z.B. Mandel-, Zitrus- und Olivenbaumkulturen) erstreckt sich auf Gebiete mit einer Neigung von rund 0° bis 10°, es kommen jedoch auch Anbauflächen bis rund 30° vor. Weide- und Buschland (Espartizal & Matorral) treten vergesellschaftet vorwiegend an den Hangbereichen der Hügelketten und Sierren auf und werden durch 10° bis 35°

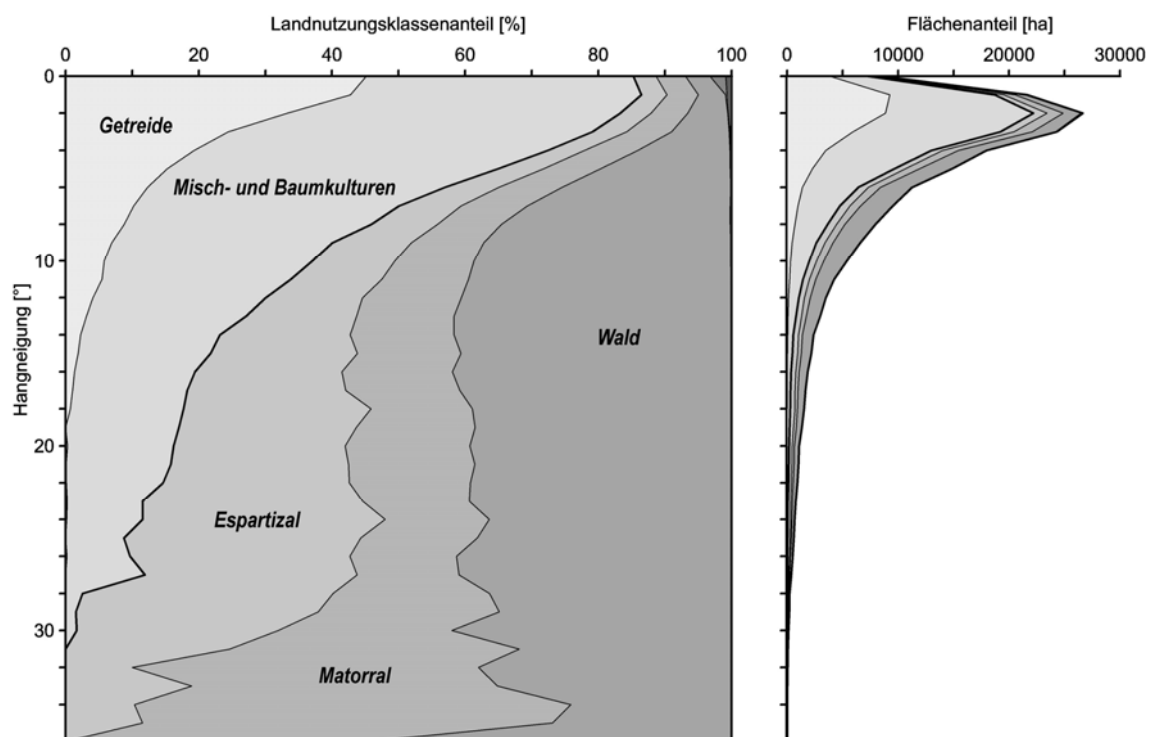
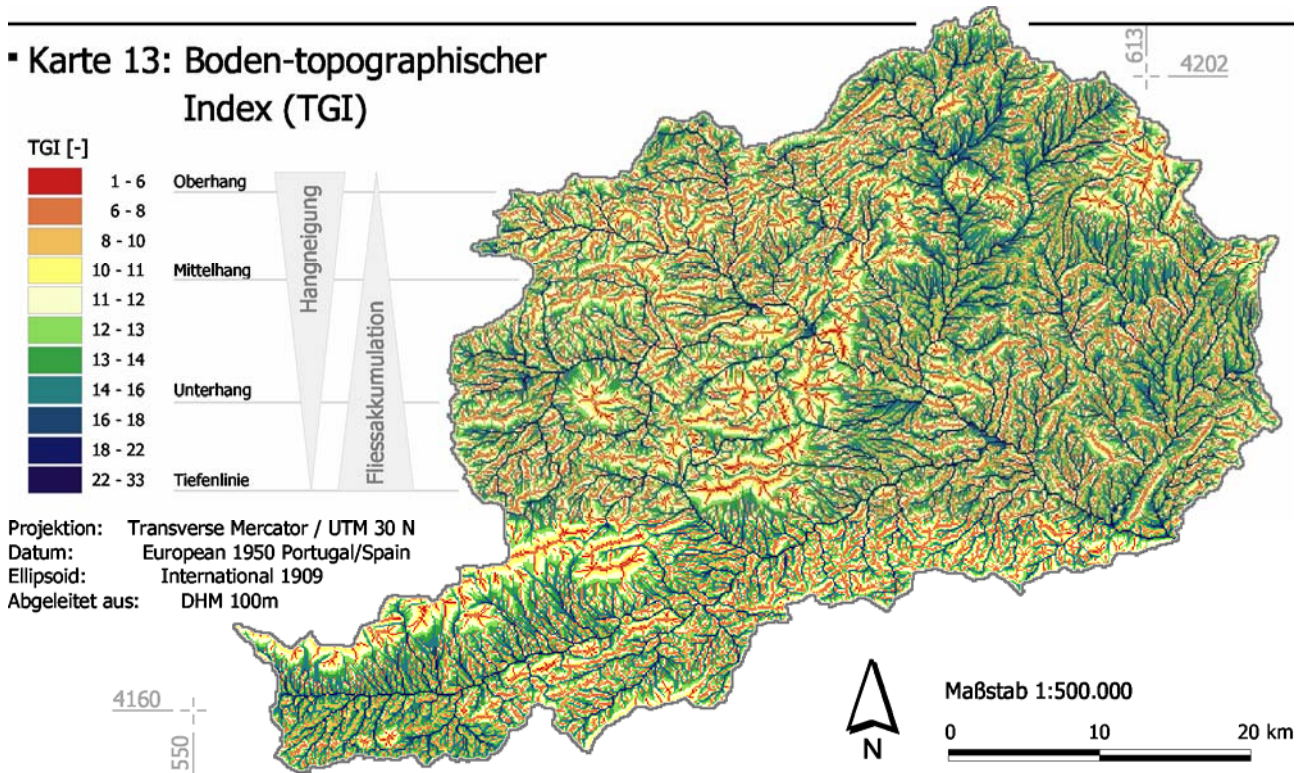


Abbildung 47 Abhängigkeit der Landnutzungsklassen von der Hangneigung in Bezug zur Gesamtfläche auf der Basis der Landnutzungsdaten (Corine 1987, vgl. Karte 6); eigene Berechnung und Darstellung

steiles Gelände charakterisiert. Der Waldanteil steigt ab 5° Hangneigung an und bedeckt rund 40 % der Fläche oberhalb von 10°. Die Flächenanteile der vegetationsfreien Gebirgsregionen sind im Verhältnis zur Gesamtfläche unbedeutend gering und werden deshalb nicht explizit aufgeführt.

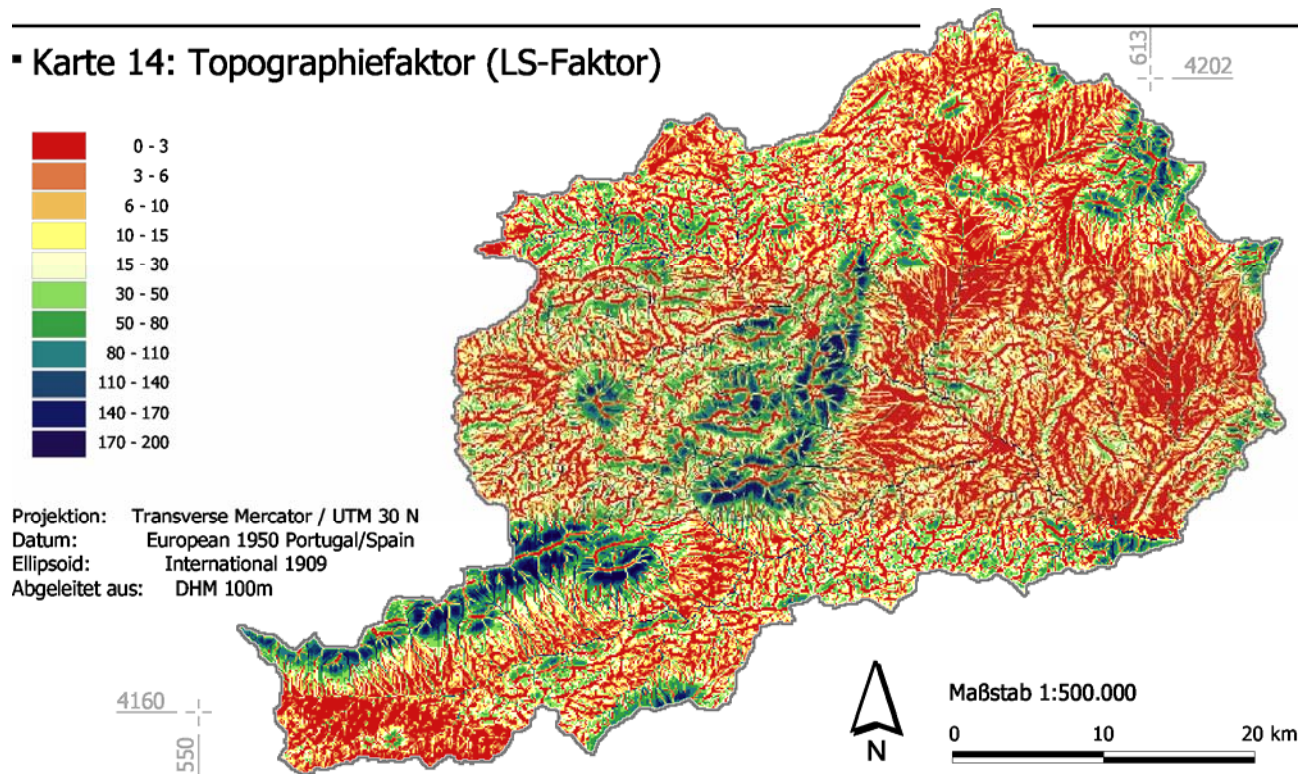
Der boden-topographische Index (TGI) (BEVEN & KIRKBY 1979) dient als flächendifferenziertes Maß der Hangposition, der Hangneigung sowie der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens. Je größer das lokale Einzugsgebiet und je kleiner die Hangneigung, desto größer wird der TGI und damit die Tendenz zur Sättigung des Bodens (vgl. BEVEN & KIRKBY 1979; BEVEN ET AL. 1984; SCHULLA 1997; SCHULLA & JASPER 2000). Karte 13 zeigt den berechneten TGI für das Untersuchungsgebiet:



Der TGI charakterisiert sowohl Kuppenlagen/Oberhangbereiche (rot bis orange) als auch Tiefenlinien (blau). Oberhänge werden durch Werte von rund 6 bis 10, Bereiche schwacher bis mittlerer Hangneigung in Mittel- und Unterhangpositionen durch Werte zwischen 10 bis 16 charakterisiert. Zunehmende Werte des TGI beschreiben die Abnahme der Hangneigung, die Zunahme der potentiellen Fließakkumulation sowie die zunehmende Tendenz der Verfügbarkeit von Wasser. Der TGI geht als Eingangsdatensatz in die hydrologische Modellierung (vgl. Kapitel 3.3 und 4.2.2) ein.

Des Weiteren wurde auf der Basis der Untersuchungen von MOORE & BURCH (1986, S. 1294ff) sowie MOORE & WILSON (1992, S. 423ff) der LS-Faktor als dimensionsloser Index für die Transportkapazität für Sedimente bei Oberflächenabfluss berechnet. Karte 14 zeigt den Topographiefaktor für das Untersuchungsgebiet:

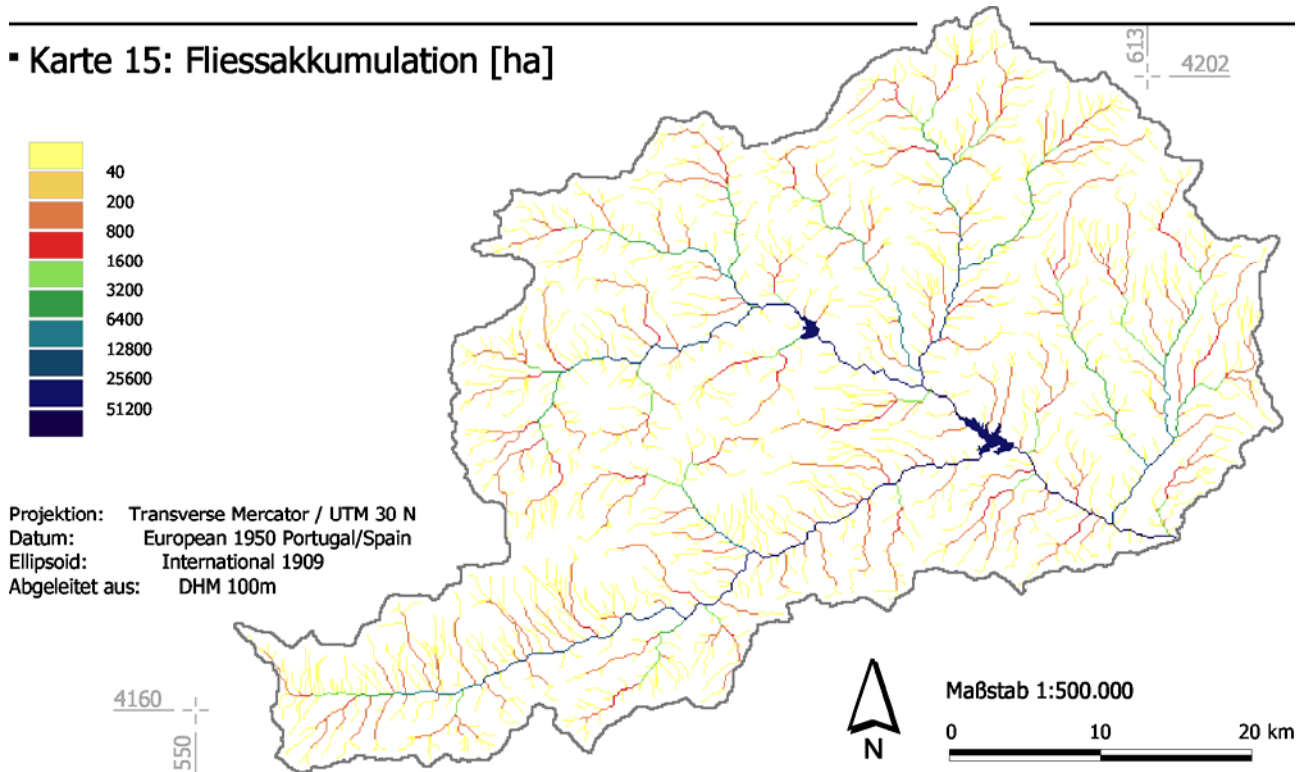
▪ Karte 14: Topographiefaktor (LS-Faktor)



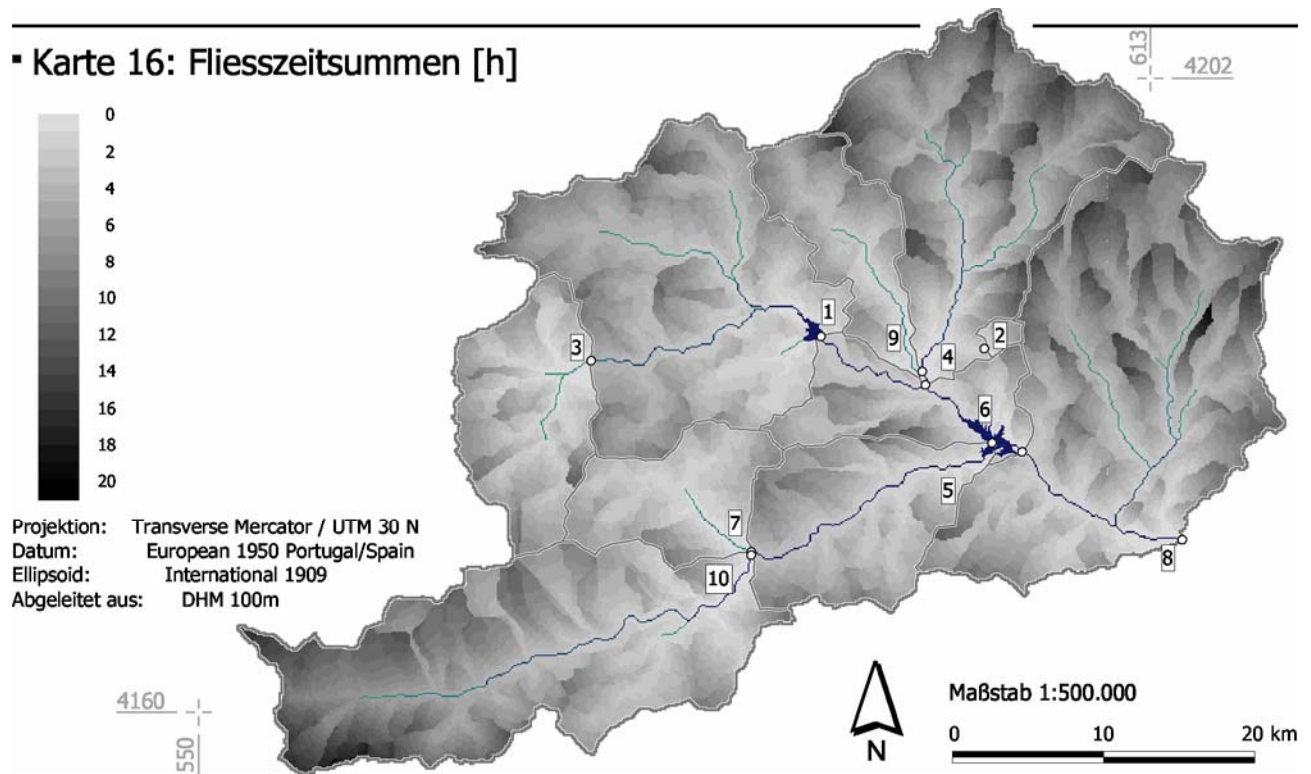
Vergleichbar zu den vorangegangenen Ausführungen zur Hangneigung, komplexen Krümmung und dem TGI, können die verschiedenen Landschaftseinheiten mit Hilfe des Topographiefaktors beschrieben werden. Niedrige LS-Werte treten vor allem in den Niederungen auf, die durch geringe Hangneigungen und räumlicher Nachbarschaft zu den Fließgerinnen charakterisiert werden können (potentielle Akkumulationsbereiche). Steile Gebirgsbereiche mit großer Entfernung zum nächstgelegenen Vorfluter weisen die höchsten LS-Werte auf und repräsentieren damit potentielle Erosionsgebiete (MOORE ET AL. 1993, S. 165). Eine weiterführende zeitlich wie räumlich differenzierte Betrachtung der hydrologisch relevanten Faktoren und Ereignisse erfolgt im nachfolgenden Kapitel 4.2.4

4.2.2 Hydro-topologische Modellierung

Für die hydrologische Modellierung mit WaSiM-ETH werden unterschiedliche topographische Analysen benötigt, die auf der Basis eines digitalen Höhenmodells und unter Verwendung einer hydrologischen Reliefanalyse des Einzugsgebietes erfolgen. Des Weiteren sind zeitlich und räumlich hochaufgelöste Klimadaten notwendig, die den Verlauf der hydrologischen Ereignisse steuern. Einer der ersten Schritte bei der hydrologischen Modellierung ist die Berechnung der Fließakkumulation (*flowaccumulation*), die die Zuordnung der flussaufwärtsgerichteten Akkumulationsgebiete zu den tiefergelegenen Rasterzellen beschreibt. Die Fließakkumulation für das Untersuchungsgebiet ist in Karte 15 auf der Basis eines DHMs mit einer geometrischen Auflösung von 100 m dargestellt.



Die berechnete Fliessakkumulation zeigt das Gewässernetz des *Rio Guadalentín* am Pegelpunkt von *Lorca* (UTM 30N, 615155/4171350). Die Einheiten beziehen sich auf die jeweiligen flussaufwärts gerichteten Einzugsgebiete in Hektar [ha]. Für die Ableitung des Gewässernetzes kann ein Schwellenwert für die Wassereinzugsgebietsgröße angenommen werden, die der Niederschlagsmenge entspricht, die eine jährlich vorkommende Hochwassersituation, mit kontinuierlichem Abfluss bewirkt (SCHULLA 1997, S. 71). In Blautönen sind Tiefenlinien mit einem Einzugsgebiet größer als 6400 ha bezeichnet. Perennierende Gewässer sind im Untersuchungsgebiet selten und unterliegen inter- und intraanuellen Schwankungen. Aus diesem Grund ist die Angabe eines Schwellenwertes der Fliessakkumulation für perennierende Fließgewässer schwierig und kann lediglich als Bereich (rund 3.000 bis 6.000 ha) angegeben werden. Abflusslinien mit Werten kleiner 3.000 ha sind periodisch (während der Niederschlagsmaxima im Herbst und Frühjahr) bzw. episodisch (bei einzelnen lokalen Niederschlagsereignissen) wasserführend.



Für eine differenzierte räumliche Betrachtung wurden Teileinzugsgebiete definiert, die auf naturräumlichen Gesichtspunkten sowie für diese Arbeit relevanten Einteilungen (z.B. "Aufschluss 04" am *Río Caramel* (EZG 3) sowie *Cañada Hermosa* (EZG 2)) beruhen (vgl. Karte 4 und Tabelle 23). Unter Annahme eines Manning-Koeffizienten von $40 \text{ [m}^{1/3} / \text{s}]$ (SCHULLA & JASPER 2000, S. 125) und einem spezifischen Abfluss von $0.73 \text{ [m}^3/\text{s}]$, der aus den vorliegenden Abflusswerten am *Embalse de Puentes* hergeleitet wurde, wurden Fließzeiten und Fließzeitsummen [h] berechnet. Diese sind für die Teileinzugsgebiete (vgl. Karte 4) dargestellt, die sich wie folgt gliedern:

Tabelle 23 Hydrologische Teileinzugsgebiete des Untersuchungsgebietes für die hydrologische Modellierung mit WaSiM-ETH

EZG- Nummer	EZG-Name	Pegelkoordinate [UTM30N]		Größe einzelne EZG-Nr. [ha]	Größe gesamt [ha]
		Rechtswert	Hochwert		
1	<i>Embalse de Valdeinfierno (EZG 1+3)</i>	591250	4184850	30.694	42.938
2	<i>Cañada Hermosa (EZG 2)</i>	602050	4184050	490	490
3	<i>Río Caramel (Aufschluss04) (EZG 3)</i>	576050	4183250	12.244	12.244
4	<i>Río Turilla (EZG 4)</i>	598150	4181650	26.804	26.804
5	<i>Río Vélez (EZG 5, 7, 10)</i>	602554	4177849	13.668	55.786
6	<i>Embalse de Puentes (EZG 1-7, 9, 10)</i>	604550	4177250	8.693	143.344
7	<i>Vega (EZG 7)</i>	586650	4170550	8.915	8.915
8	<i>Lorca Bruecke (EZG 1-10)</i>	615155	4171350	39.647	182.991
9	<i>Rambla de Periago (EZG 9)</i>	597953	4182548	8.633	8.633
10	<i>Río Corneos (EZG 10)</i>	586655	4170349	33.203	33.203

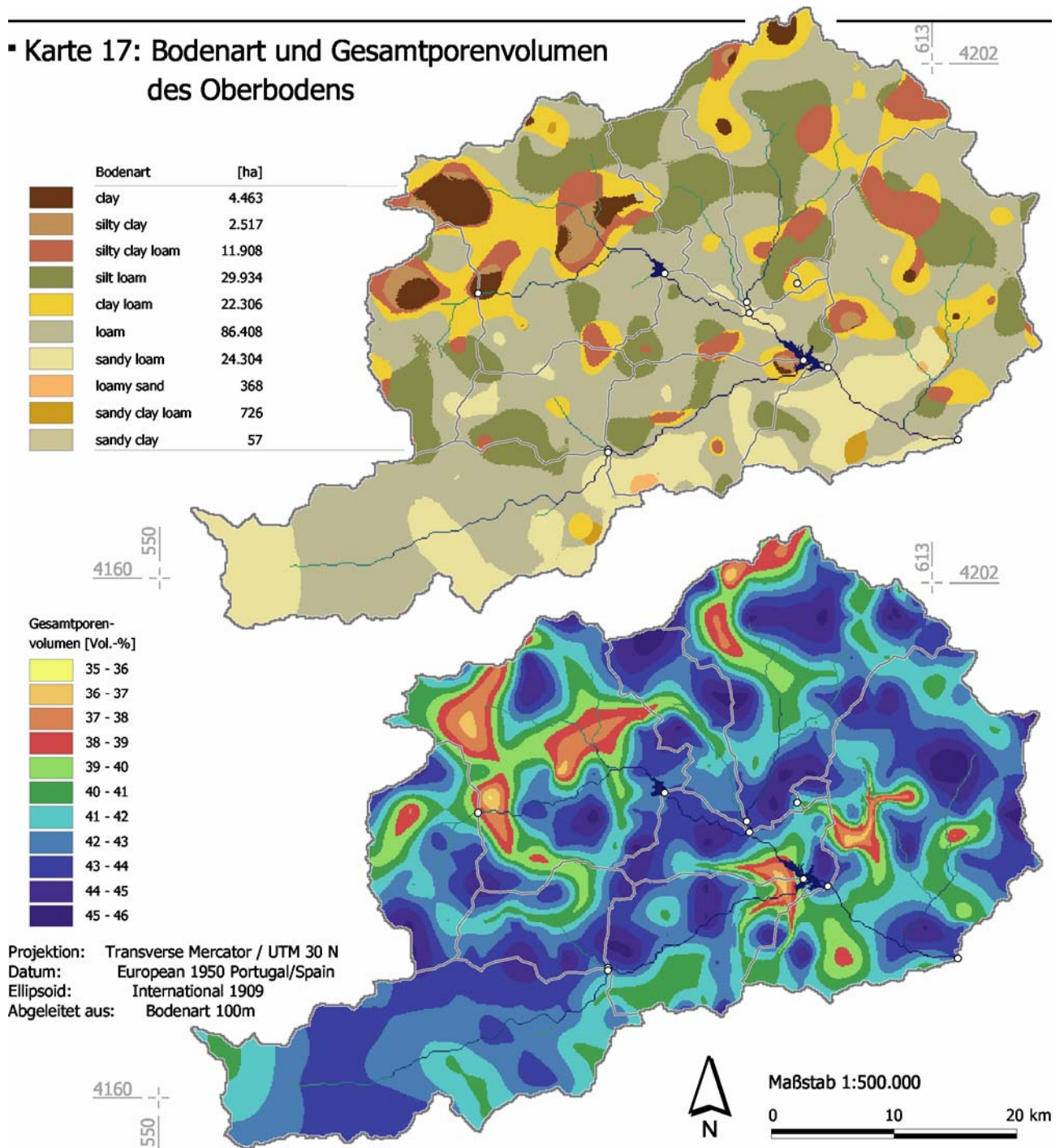
Die höchsten Fließzeitsummen von über 20 Stunden treten im Südwesten, nahe der Stadt *Chirivel* und im Nordosten bei *Juncosa* sowie *Doña Ines* auf. Die Bewertung erfolgt auf der Basis der Teileinzugsgebiete, da die jeweiligen Abflussspenden an den Pegelpunkten zeitlich und quantitativ an das tieferliegende Einzugsgebiet übergeben werden. Die gesamte Fließdauer bis zum Pegelpunkt in *Lorca - Brücke* (vgl. Karte 4 und Tabelle 23) ergibt sich demnach aus der Summe aller Fließzeitsummen der tributären Vorfluter. Die räumliche Verteilung der Fließzeitsummen bestimmt den zeitlichen Gesamtabfluss während der hydrologischen Modellierung.

4.2.3 Bodendaten

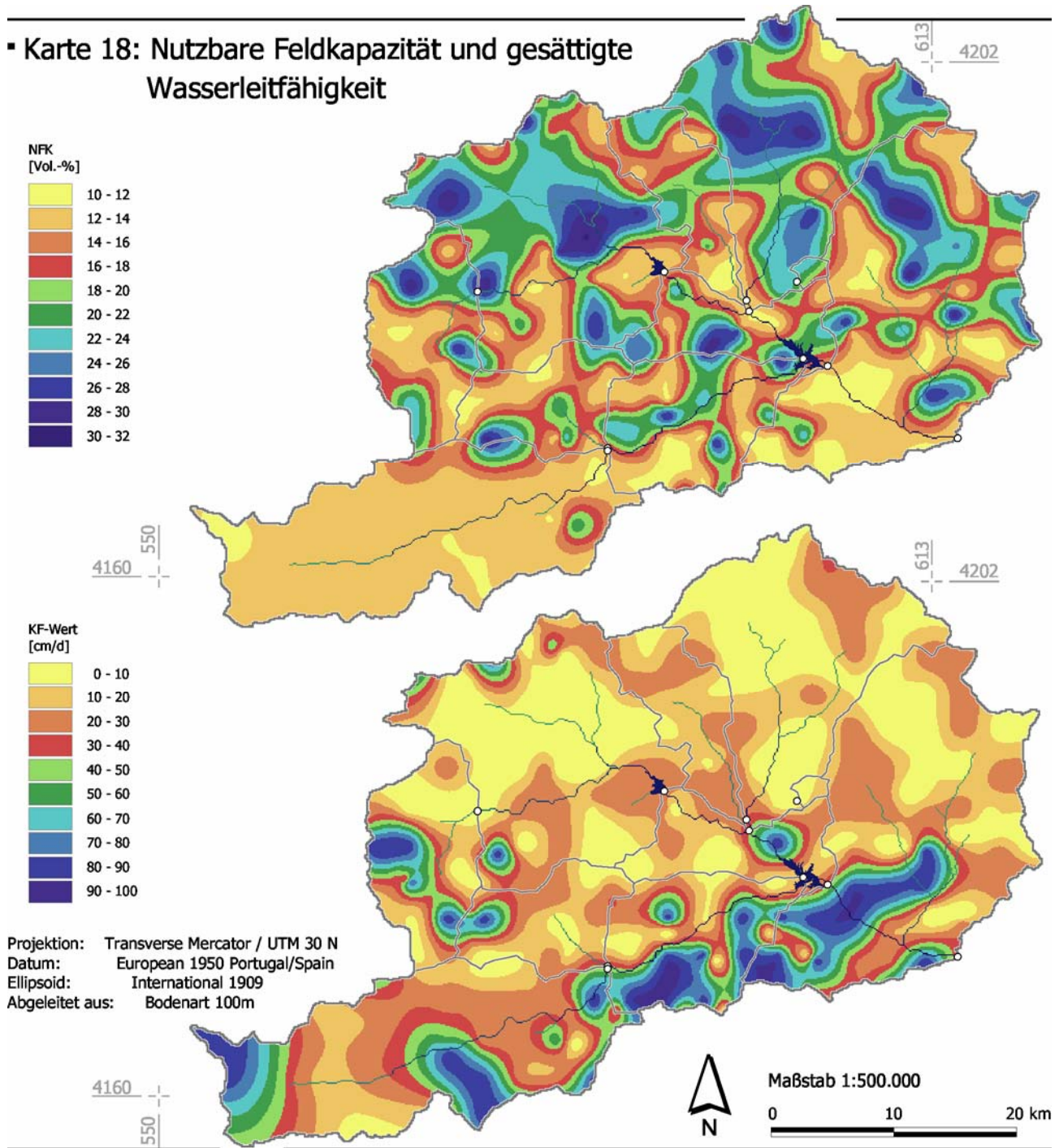
Weiter Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung mit WaSiM-ETH sind Bodenparameter (Bodenart, Porenvolumen, nutzbare Feldkapazität, Kf-Wert, Bodenmächtigkeit) und Daten zur Landnutzung (vgl. Karte 6). Die Bodendaten wurden aus den punktuell vorliegenden Daten (1541 Datensätze) des "Proyecto LUCDEME, Mapa de Suelos" abgeleitet (vgl. Kapitel 2.5, 3.3.1). Die Bodentypenverteilung wurde nach der FAO-Klassifikation (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998, S.138) erstellt (vgl. Karte 5). Die Eingangsdatensätze für die hydrologische Modellierung (WaSiM-ETH) sind in Karte 17 und 18 dargestellt. Die Bodenarten wurden für jede Korngrößenfraktion mittels "thin-plate-spline" Verfahren interpoliert, anschließend kombiniert und nach US-Soil-Taxonomy klassifiziert. Das Gesamtporenvolumen, die nutzbare Feldkapazität sowie die gesättigte Wasserleitfähigkeit wurden auf der Basis der Bodenarten nach Arbeitsgruppe Bodenkunde (BKA, 1994) ermittelt (vgl. Kapitel 3.3.1).

Die Bodenartenkarte (Karte 17(1)) zeigt vorwiegend lehmige Böden (96 % der Gesamtfläche) mit Variationen von sandigem, schluffigem und tonigem Lehm. Tonige Böden kommen vorwiegend im Nordwesten und Norden, sandige Lehme im Süden des Untersuchungsgebietes vor. Eine Differenzierung der Gebirgsregionen erfolgt bei der hydrologischen Modellierung (WaSiM-ETH) über die Bodenmächtigkeiten, die aus der Landnutzung, der Hangneigung und der Höhenlage abgeleitet wurden. In Abhängigkeit der Bodenart schwankt das Gesamtporenvolumen zwischen 35 und 46 Vol.-%, wobei die geringeren Werte vorwiegend im Norden und Nordwesten des Untersuchungsgebietes vorkommen. Die Werte der nutzbaren Feldkapazität variieren zwischen 10 und 32 Vol.-%, die Werte der gesättigten Wasserleitfähigkeit zwischen 1 und 95 cm/Tag. Die räumliche Verteilung der NFK nimmt von Norden nach Süden ab. Die höchsten Kf-Werte von 60 bis 95 cm/Tag, werden westlich des *El Gabar*, westlich von *Chirivel* sowie in den geologischen Einheiten des Malaguiden- und Alpujarriden-Komplex erreicht (vgl. Karte 1). Die ausgedehnten Becken im Osten sowie die intramontanen Becken weisen Kf-Werte von 0 bis 30 cm/Tag auf.

▪ Karte 17: Bodenart und Gesamtporenvolumen des Oberbodens



▪ Karte 18: Nutzbare Feldkapazität und gesättigte Wasserleitfähigkeit



4.2.4 Hydrologische Modellierung (WaSiM-ETH)

Die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH sind in zeitliche und räumliche Datensätze unterteilt. Die zeitlich gegliederten Ergebnisse umfassen folgende Dateien (*.s88bis93 = Modellierungszeitraum; vgl. Tabelle 24):

Tabelle 24 WaSiM-ETH Ergebnistabellen für den Modellierungszeitraum 1988 bis 1993

Dateiname	Inhalt	Einheiten
ei_lorca.s88bis93	Interzeptionsverdunstung	[mm]
etp_lorca.s88bis93	Potentielle Evapotranspiration	[mm]
etr_lorca.s88bis93	Reale Evapotranspiration	[mm]
infxlorca.s88bis93	Infiltrationsüberschuss	[mm]
preclorca.s88bis93	Niederschlagssummen	[mm]
qbaslorca.s88bis93	gebildeter schneller Basisabfluss	[mm]
qdirlorca.s88bis93	gebildeter Direktabfluss	[mm]
qgeslorca.s88bis93	gebildeter Gesamtabfluss	[mm]
qgkolorca.s88bis93	<i>routed discharge</i>	[mm]
qi_lorca.s88bis93	Bestandesniederschlag	[mm]
qifflorca.s88bis93	gebildeter Interflow	[mm]
rad_lorca.s88bis93	<i>global radiation</i>	[J/cm ² d]
rgexlorca.s88bis93	Expositions korrigierte Globalstrahlung	[J/cm ² d]
sb_lorca.s88bis93	Bodenspeicher	[1/1]
sd_lorca.s88bis93	Sättigungsdefizit	[mm]
sifllorca.s88bis93	<i>Interflow</i> - speicher	[mm]
ssd_lorca.s88bis93	Sonnenscheindauer	[h]
suzlorca.s88bis93	<i>Drain</i> - speicher	[mm]
templorca.s88bis93	Temperatur	[°C]
windlorca.s88bis93	Windgeschwindigkeit	[m/s]

Die tabellarische Unterteilung der jeweiligen Werte erfolgt in Abhängigkeit der Teileinzugsgebiete auf Basis der Tagessummen- bzw. –mittelwerte in täglicher Auflösung. Exemplarisch wird dies in Tabelle T12 (Anhang) für den Gebietsniederschlag, für den Zeitraum vom 01.09.1989 bis 16.10.1989 dargestellt. Die Tagesniederschlagssummen betragen bis zu 80 mm (EZG 2 - *Cañada Hermosa*) und unterliegen einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität. Die räumlichen Unterschiede der Gebietsniederschlagsverteilung sind durch den Vergleich der Ergebnisse der Teileinzugsgebiete gegeben (vgl. Tabelle T12, im Anhang).

In Abbildung 48 und 49 sind ausgewählte Modellierungsergebnisse (*WaSiM-ETH*) auf der Basis des gesamten Untersuchungsgebietes der Jahre 1988 bis 1990 beziehungsweise 1991 bis 1993 dargestellt. Deutlich erkennbar ist der Jahresgang der Temperatur und der realen und potentiellen Verdunstung. Die Abflussspende (spezifischer Abfluss [mm]) korreliert signifikant mit dem Gebietsniederschlag ($r^2 = 0.71$ bei $\alpha < 0.001$), wobei das Verhältnis der mittleren Abflussspende ($x_{\text{mean}} = 0.088$ mm/d) zum mittleren Gebietsniederschlag ($x_{\text{mean}} = 1.18$ mm/d) rund 1/13 beträgt. Die mittleren Tagesmitteltemperaturen schwanken zwischen 0.8 und 29.1 °C ($x_{\text{mean}} = 14.59$ °C) ge-

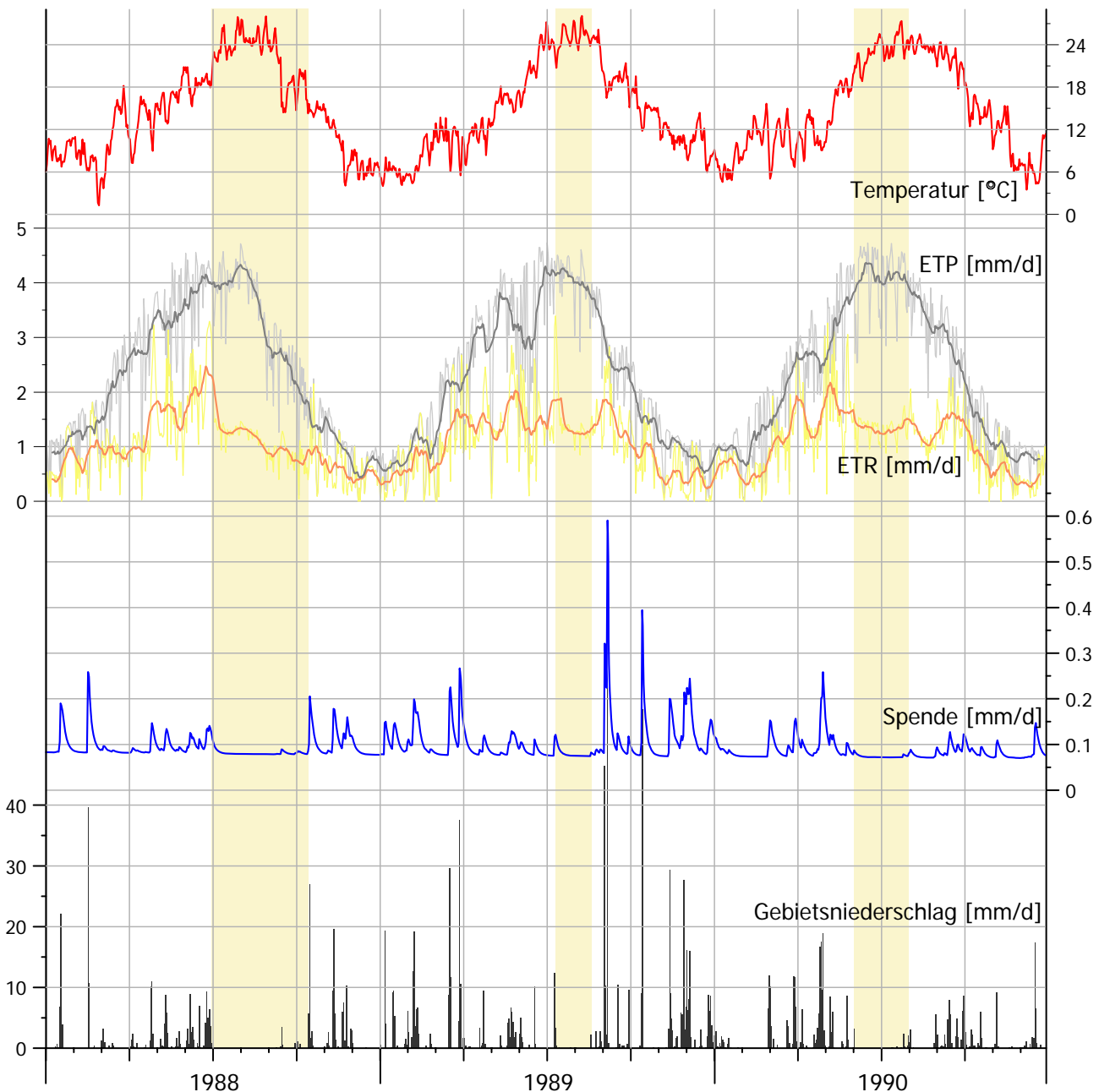


Abbildung 48 Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Untersuchungsgebiet (Pegel von *Lorca*) der Jahre 1988 bis 1990; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflussspende [mm/d] und des Gebietsniederschlages [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung

mittelt über die Untersuchungsgebietsfläche. Die potentielle Verdunstung (ETP) zeigt einen deutlichen Jahresgang in Abhängigkeit der Temperatur und weist Tageswerte zwischen 0.0 und 4.9 mm/d auf ($x_{\text{mean}} = 2.3$ mm). Die reale Verdunstung (ETR) wird durch Tagessummen zwischen 0.0 und 4.3 mm/d charakterisiert ($x_{\text{mean}} = 1.03$ mm). Die deutlichsten ETR-Veränderungen ergeben sich nach Niederschlagsereignissen an Tagen mit Tagesmitteltemperaturen größer als 12 °C. Beim

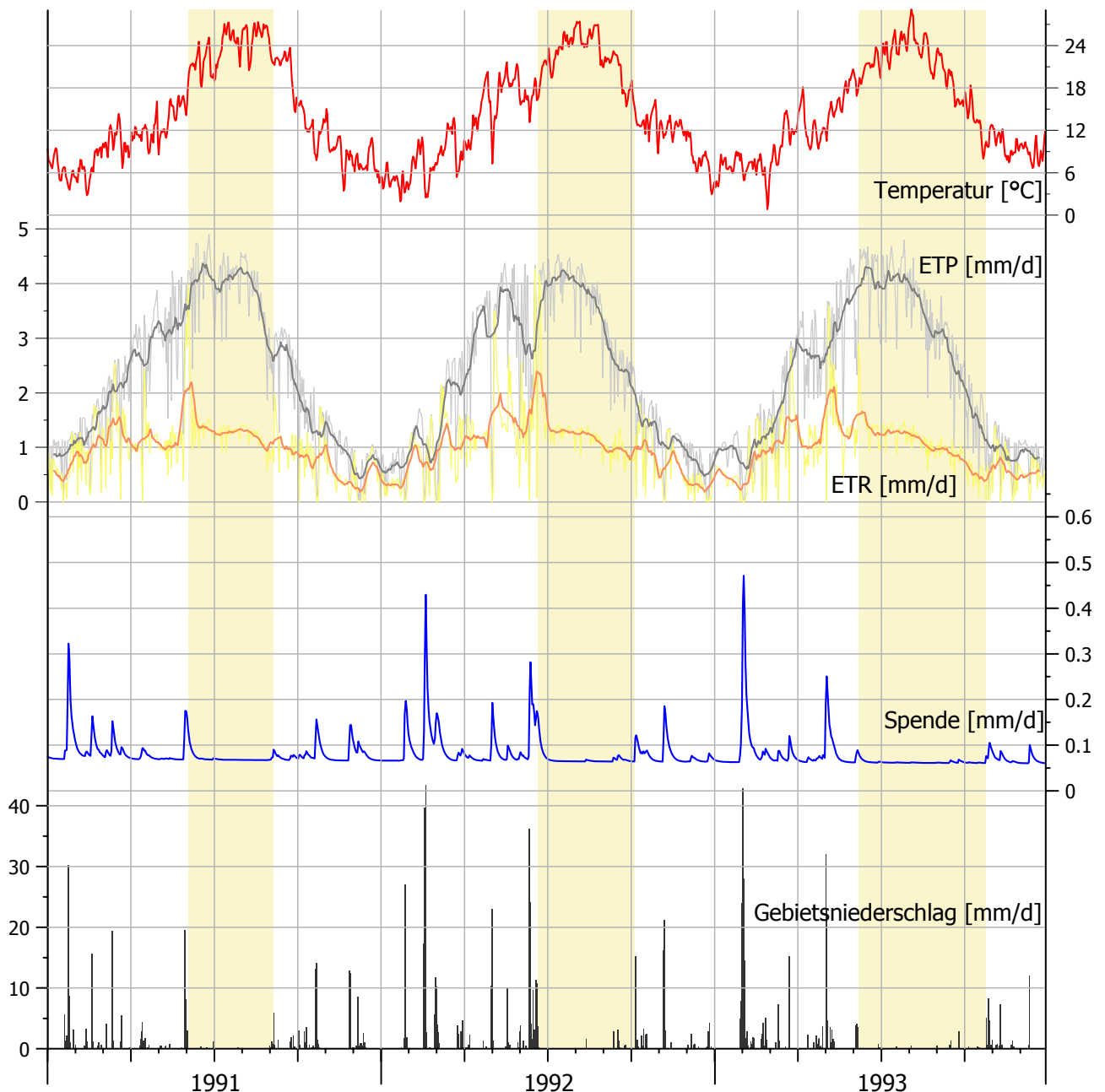


Abbildung 49 Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Untersuchungsgebiet (Pegel von *Lorca*) der Jahre 1991 bis 1993;; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflusspende [mm/d] und des Gebietsniederschlages [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung

Vergleich der realen und der potentiellen Verdunstung fällt auf, dass die potentielle Verdunstung die reale Verdunstung deutlich übersteigt (Faktor 2.4 auf der Basis von 2192 Tagen respektive 6 Jahren). In den Wintermonaten ist dieser Unterschied aufgrund der Temperatur geringer, in den Sommermonaten deutlicher ausgeprägt. Die Differenz von ETP und ETR ist ein Maß für die Aridität. Nur an wenigen Tagen, vor allem in den Wintermonaten, werden ETR-Werte vergleichbar zu den ETP-Werten erreicht. Aufgrund der starken zeitlichen Schwankung der ETP und ETR wurde ein

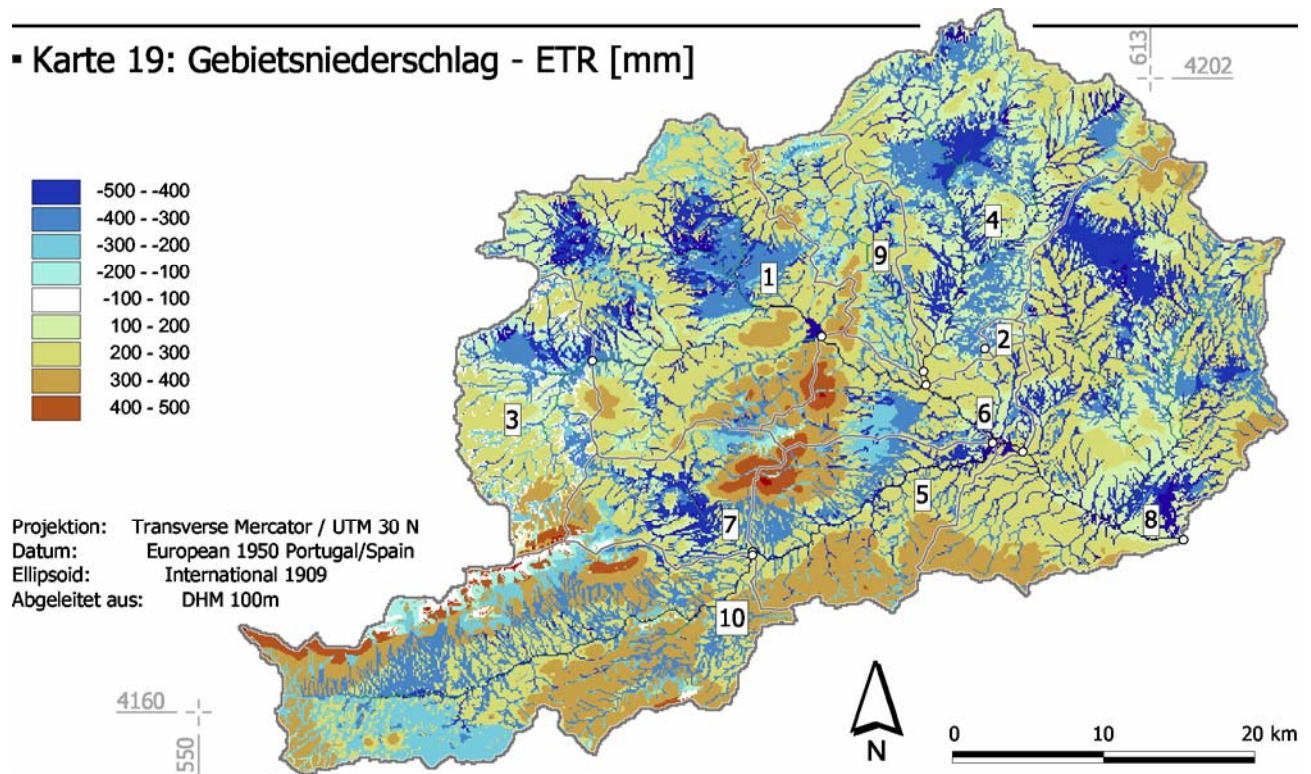
gleitendes 15tägiges Mittel berechnet, das den Tagessummenwerten (vgl. Abbildung 48 und 49) überlagert wurde.

Die Abflussspende zeigt Tageswerte zwischen 0.06 und 0.59 mm/d (Mittelwert von 0.088 mm/d). Nach einem Niederschlagsereignis steigt der Abflusswert rasch an und fällt nach wenigen Tagen (rund 3 bis 7 Tagen) wieder auf den Basiswert von rund 0.07 mm/d zurück. Der Gebietsniederschlag übersteigt gemittelt über das gesamte Untersuchungsgebiet nur selten 20 mm/d (21 Tage in sechs Jahren > 20 mm/d). Die sommerliche Trockenzeiten (Zeitraum ohne nennenswerte Niederschlagsereignisse; vgl. Kapitel 4.1.9) sind gelb hinterlegt. Sie werden durch hohe Tagesmitteltemperaturen (>18 °C; Ausnahme: Ende September/Oktober 1993), hohe potentielle Verdunstungsraten (>2 mm/d) und geringe Abflussspenden (rund 0.07 mm/d) charakterisiert. Die realen täglichen Verdunstungsraten (ETR) nehmen in den Sommermonaten aufgrund des abnehmenden Wasserangebotes von rund 2 mm/d auf rund 1 mm/d ab.

Das Jahr 1989 stellt in mehrfacher Hinsicht eine Besonderheit dar. Die Niederschlagshäufigkeit als auch die –summen sind überdurchschnittlich (vgl. Kapitel 4.1.7, 4.1.8). Die Abflussspenden erreichen Maximalwerte über 0.3 mm/d, mit einem Jahresdurchschnitt von 0.11 mm/d. Sowohl die reale als auch die potentielle Verdunstung weisen unregelmäßige Muster auf. So fällt die ETP im Mai und Juni auf 2.8 mm/d zurück und die ETR zeigt von März bis September 1989 einen wechselnden Verlauf zwischen 1.2 und 2.0 mm/d. Die sommerliche Trockenzeit ist mit durchschnittlich 43 Tagen, gemittelt über das gesamte Untersuchungsgebiet sehr kurz ausgeprägt (vgl. Kapitel 4.1.9, für eine detaillierte, auf Klimastationswerte bezogene Betrachtung).

Für eine differenzierte räumliche Betrachtung wurden Rasterdatensätze (Summen bzw. Mittelwerte) mit einer geometrische Auflösung von 100 m x 100 m, für verschieden Teilergebnisse (z.B. ETP, ETR, Niederschlag, Temperatur) auf Jahres- und Monatsbasis berechnet und in Karten dargestellt (vgl. Karte 2, 3, 7, 9, 10 und die jeweiligen Ausführungen). Zur Abschätzung und räumlichen Beurteilung des für den Gesamtabfluss zur Verfügung stehenden Wassermenge, wurde neben der Berechnung der Abflussspende (vgl. Abbildungen 48 und 49) die Differenz der Jahresmittelwerte (Zeitraum 1988 bis 1993) des Gebietsniederschlags und der realen Evapotranspiration gebildet (vgl. Karte 19).

▪ Karte 19: Gebietsniederschlag - ETR [mm]



Karte 19 zeigt die Differenzbeträge zwischen dem mittleren Gebietsniederschlag und der mittleren realen Evapotranspiration (ETR). Negative Werte charakterisieren Bereiche, in denen mehr Wasser verdunstet als dort in Form von Niederschlag fällt. Dies trifft vornehmlich für Becken- und Tallagen (Werte < -350 = 40813 ha), aber auch für große Hangbereiche, insbesondere an der Südabdachung der *Sierren* (Werte > -350 und < -150 = 24211 ha) zu. Positive Werte treten in der montanen Stufe sowie im hügeligen Vorland auf, besonders in Bereichen die durch geringe Fließakkumulationen (vgl. Karte 15) bzw. geringe TGI-Werte (vgl. Karte 13) charakterisiert werden. Dort fällt mehr Niederschlag als durch die reale Evapotranspiration entzogen werden kann, weshalb es zum Abfluß kommt. Gemittelt über das gesamte Untersuchungsgebiet (1829.91 km²) ergibt sich eine durchschnittliche Jahrssummendifferenz (Niederschlag – ETR) von +55.6 mm. Diese Wassermenge steht für die direkte Abflussbildung als auch für die Versickerung und Grundwasserneubildung zur Verfügung. Umgerechnet und bezogen auf die Fläche des Untersuchungsgebietes entspricht dies einer modellierten durchschnittlichen Wassermenge von 3.23 m³/s bzw. 278.84 Hm³/d.

Da im Untersuchungsgebiet keine hydrologischen Pegelmessdaten zur Verfügung stehen, muß für die Validierung der Modellergebnisse auf Daten der *Confederación Hidrográfica del Segura* (CHS) zurückgegriffen werden, die anthropogen gesteuerte Abflusswerte für die Stauseen angeben. Im Bezugszeitraum von 1988 bis 1993 wurden an der Staumauer des *Embalse de Puentes* rund 63.15 Hm³ Wasser pro Tag abgelassen. Der berechnete Eintrag in den Stausee (*Embalse de Puentes*) wird in den, von der CHS zur Verfügung gestellten, unveröffentlichten Daten im Mittel mit 64.96 Hm³ pro Tag (Basis: 1988 bis 1993) angegeben. Da die Einzugsgebietsgröße des *Embalse de Puentes* mit 1433.44 km² nur 78.33% der Untersuchungsgebietsfläche entspricht,

wurden die am *Embalse de Puentes* eingetragenen Wassermengen auf die Größe des Untersuchungsgebietes bezogen. Daraus folgt näherungsweise ein hypothetischer Gesamtabfluss am Pegel in *Lorca* (vgl. Kapitel 2.1) von rund 83 Hm³ pro Tag. Dieser approximierte Wert (83 Hm³/Tag) entspricht einer Spende von 16.6 mm/Jahr. Die modellierte und gemittelte Abflussspende (Qgesamt) beträgt für das Untersuchungsgebiet (vgl. Abbildung 48 und 49) für den gleichen Zeitraum (1988 bis 1993) 32.19 mm pro Jahr. Der modellierte, gemittelte Anteil des Direktabflusses (Qdir) beträgt 13.63 mm pro Jahr (vgl. Karte 21), rund 3.2% der mittleren jährlichen Niederschlagssumme.

Tabelle 25 Modellierte, gemittelte Abflussspende [mm/Jahr] für die Teileinzugsgebiete sowie als gewichtetes Mittel für das Gesamtuntersuchungsgebiet; Teileinzugsgebietsgrößen setzen sich teilweise aus mehreren EZG-Nr. (vgl. Karte 4) zusammen

EZG-Nummer	EZG-Name	Größe einzelne EZG-Nr. [ha]	Größe gesamt [ha]	Abflussspende [mm]
1	<i>Embalse de Valdeinfierno (EZG 1+3)</i>	30.694	42.938	26,05
2	<i>Cañada Hermosa (EZG 2)</i>	490	490	17,70
3	<i>Rio Caramel (Aufschluss04) (EZG 3)</i>	12.244	12.244	35,96
4	<i>Rio Turilla (EZG 4)</i>	26.804	26.804	13,33
5	<i>Rio Vélez (EZG 5, 7, 10)</i>	13.668	55.786	58,59
6	<i>Embalse de Puentes (EZG 1-7, 9, 10)</i>	8.693	143.344	27,33
7	<i>Vega (EZG 7)</i>	8.915	8.915	41,20
8	<i>Lorca Bruecke (EZG 1-10)</i>	39.647	182.991	29,59
9	<i>Rambla de Periago (EZG 9)</i>	8.633	8.633	36,03
10	<i>Rio Corneos (EZG 10)</i>	33.203	33.203	42,02
gesamt	<i>Untersuchungsgebiet</i>	182.991		32,19

Tabelle 25 zeigt die räumlichen Unterschiede der modellierten Abflussspende, bezogen auf die Teileinzugsgebiete (vgl. Karte 4). Dabei kann das nördliche und östliche Untersuchungsgebiet in Bereiche mit unterdurchschnittlichen Abflussspenden (EZG 1, 2, 4, 6, 8) sowie der südwestliche Teil des Untersuchungsgebietes in überdurchschnittlich hohe Abflussspenden (EZG 5, 7 und 10) eingeteilt werden. Die Teileinzugsgebiete 3 und 9 zeigen Werte (35.96 mm bzw. 36.03 mm) die leicht über dem Gesamtmittel ($x_{\text{mean}} = 32.19$) liegen.

In Bezug auf die Ergebnisse des "Aufschluss 04" (vgl. Kapitel 4.3.1) werden nachfolgend exemplarisch die Ergebnisse für das Teileinzugsgebiet 3 dargestellt.

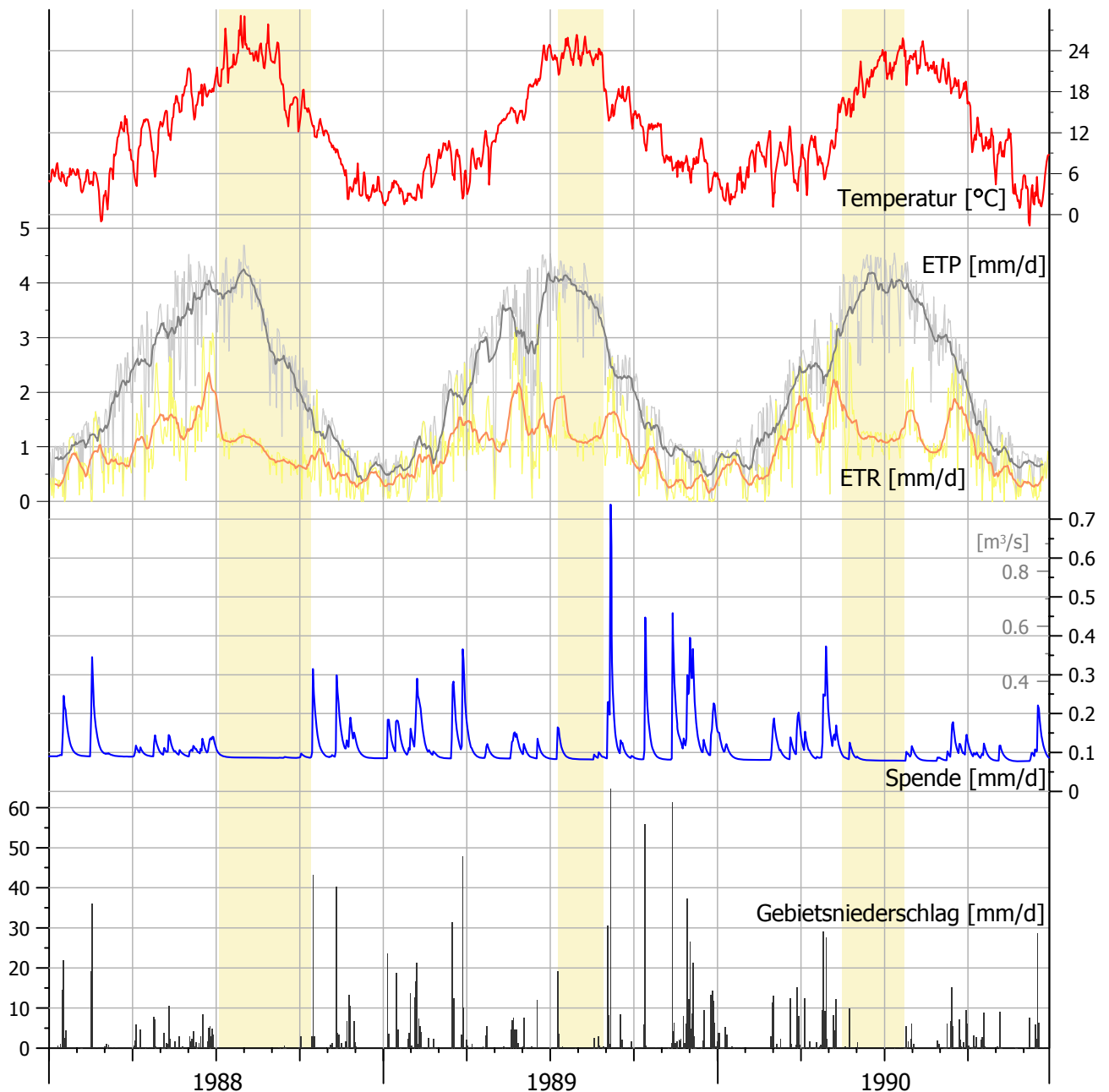


Abbildung 50 Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH für das Teileinzugsgebiet 03 (Pegel Aufschluss 04 am *Rio Caramel*) der Jahre 1988 bis 1990; dargestellt sind die modellierten Tagesmittelwerte der Temperatur [°C], die Tagessummen der ETP und ETR [mm/d] (graue respektive rote Linie stellen das gleitende 15-tägige Mittel dar); der Abflussspende [mm/d] und des Gebietsniederschlags [mm/d]; gelb hinterlegte Bereiche charakterisieren die sommerliche Trockenheit; eigene Berechnung und Darstellung

Abbildung 50 zeigt die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung für das Teileinzugsgebiet 03 (Pegelpunkt: "Aufschluss 04" am *Rio Caramel*) der Jahre 1988 bis 1990. Im Vergleich mit den Ergebnissen für das gesamte Untersuchungsgebiet (vgl. Abbildung 48) fällt für das submontane Teileinzugsgebiet eine Reduzierung der Tagesmitteltemperatur von 14.6 °C auf 12.2 °C sowie eine Verminderung der ETP ($x_{\text{mean}} = 2.16 \text{ mm}$) und der ETR ($x_{\text{mean}} = 0.94 \text{ mm}$) auf. Die durchschnittlichen Tagessummen als auch die zeitliche Charakteristik des Gebietsniederschlags ($x_{\text{mean}} =$

1.29 mm) sowie der Abflussspende ($x_{\text{mean}} = 0.1 \text{ mm}$, entspricht $0.14 \text{ m}^3/\text{s}$) erhöhen respektive verändern sich im Vergleich zu den Ergebnissen des gesamten Untersuchungsgebietes. Zur besseren Veranschaulichung, sind in der Abbildung 50 neben den spezifischen Abflussspenden [mm/d], die mittleren Tagesabflusswerte [m^3/s], bezogen auf die Teileinzugsgebietsgröße (vgl. Tabelle 25) in hellgrau angegeben.

Gemittelt über das Teileinzugsgebiet (122.44 km^2) ergibt sich eine durchschnittliche Jahrssummenendifferenz (Niederschlag – ETR) von $+126.5 \text{ mm}$. Umgerechnet und bezogen auf die Fläche des Teileinzugsgebietes entspricht dies einer modellierten durchschnittlichen Wassermenge von $0.49 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $42.43 \text{ Hm}^3/\text{d}$, die für Abflussbildung und Grundwassererneuerung zur Verfügung steht. Der Anteil des modellierten Direktabflusses für das Teileinzugsgebiet 03 beträgt 9.3 mm pro Jahr (entspricht $0.036 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $3.1 \text{ Hm}^3/\text{d}$).

Für die Abschätzung einer potentiellen fluvialen Erosion sind weniger die Mittelwerte sondern die Extremwerte interessant. Im Zeitraum von 1988 bis 1993 traten verschiedene Starkniederschlagsereignisse auf (vgl. Kapitel 4.1.11) die im Teileinzugsgebiet 3, Abflussspenden von maximal 0.74 mm pro Tag erzeugten (07. September 1989; Gebietsniederschlag für EZG03 von 64.7 mm/Tag). Dies entspricht einer Wassermenge von $90.3 \text{ Hm}^3/\text{Tag}$ bzw. von durchschnittlich $1.05 \text{ m}^3/\text{s}$ über 24 Stunden, die am *Rio Caramel* am Pegelpunkt "Aufschluss 04" (vgl. Karte 19) potentiell abgeflossen sind.

4.2.5 Hydrologische Modellierung von Landnutzungs-Szenarien

Auf der Basis der in Kapitel 3.3.5 definierten Landnutzungs-Szenarien wurde die hydrologische Modellierung (vgl. Kapitel 4.2.4) für beide Szenarien wiederholt. Einziger Unterschied bei der hydrologischen Modellierung war der veränderte Landnutzungsdatensatz. Karte 20 zeigt diese veränderte Vegetationsbedeckung, die anhand der *Corine* Landnutzungsdaten gemäß Tabelle 8 und 9 erzeugt wurden. Bei der Erstellung des Szenarios der "potentiell natürlichen Vegetation" wurden 49.8 %, bei der "intensivierte Landnutzung" wurden 40.2 % der Gesamtfläche (*Corine* Daten) des Untersuchungsgebietes verändert.

Die Ergebnisse der verschiedenen Modellläufe (Bezugszeitraum 1988 bis 1993) sind exemplarisch für den Direktabfluß (QD), die relative Bodenfeuchte (SD), die potentielle Evapotranspiration (ETP) sowie die reale Evapotranspiration (ETR) in den Karten 21, 22, 23 und 24 dargestellt. Dabei wird dem "Ist-Zustand" (vgl. Kapitel 4.2.4) der jeweilige Differenzbetrag zu den beiden Szenarien gegenübergestellt (vgl. Karten 21, 22, 23 und 24). Positive Differenzbeträge beschreiben einen geringeren Wert gegenüber dem "Ist-Zustand", negative Differenzbeträge entsprechend einen höheren Wert.

Karte 21 zeigt die gemittelte Jahressumme des Direktabflusses (QD in mm) für das Untersuchungsgebiet auf der Basis der Jahre 1988 bis 1993. Der Direktabfluß schwankt zwischen 0 mm und 224 mm im sechsjährigen Jahresmittel, wobei die Tiefenlinien Werte zwischen 20 mm und 50 mm aufweisen. Jahressummen größer als 50 mm kommen sowohl in intramontanen Becken als auch in flach geneigten Bereichen des östlichen Untersuchungsgebietes vor, die geringe Hangneigungen (vgl. Karte 12) und erhöhte Fliessakkumulationen aufweisen (vgl. Karte 13). Des Weiteren werden die Gebiete mit Jahressummen größer als 50 mm primär ackerbaulich im Trockenfeldbau oder durch den Anbau von Mischkulturen genutzt (vgl. Karte 6 und 20).

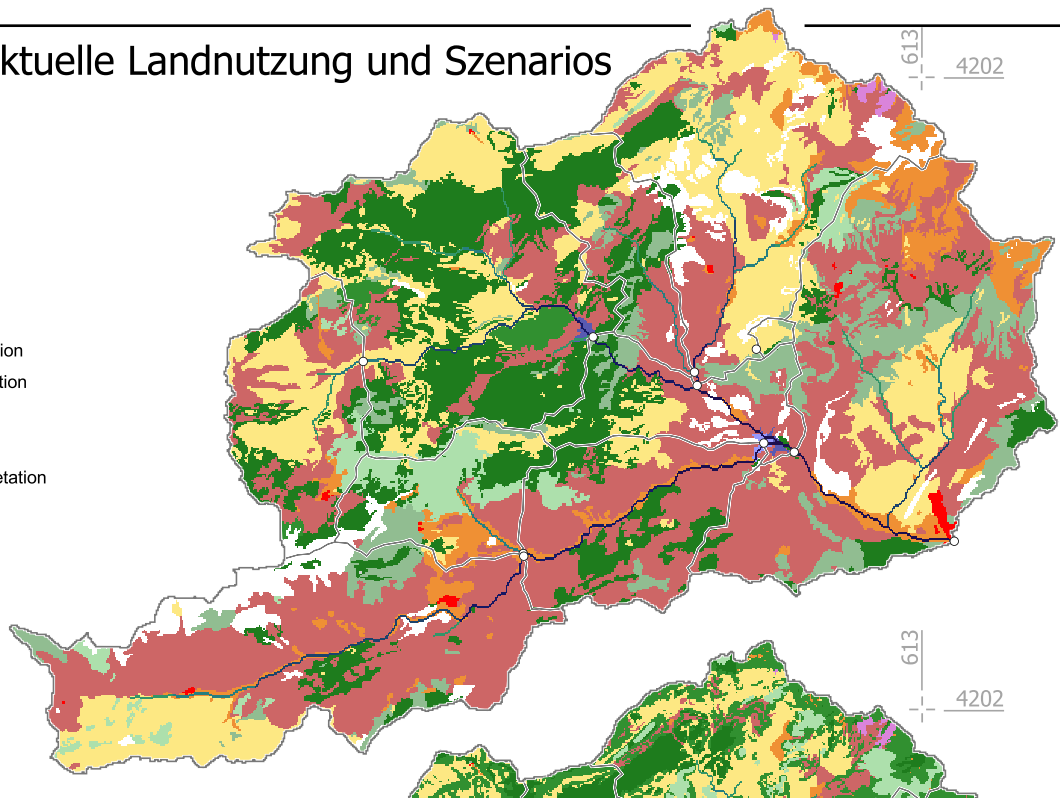
Unter Berücksichtigung einer "potentiell natürlichen Vegetation" mit landwirtschaftlicher Nutzung von Gunstgebieten, geht die gemittelte Jahressumme des Direktabflusses im Untersuchungsgebiet von durchschnittlich 13.6 mm auf 11.8 mm (Basis: Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes) zurück. Die deutlichsten Veränderungen ergeben sich im feingegliederten Entwässerungsnetz des südwestlichen Untersuchungsgebietes (Rückgang von QD) sowie in den Bereichen, die eine Veränderung der *Corine* - Klasse "Halbwüstenvegetation" in "Esparto Vegetation" erfahren haben (Anstieg von QD).

Die Änderungen des Direktabfluß bei Szenario 2 (intensivierte Landnutzung, vgl. Karte 21) sind vergleichsweise gering (99.5 % der Werte zwischen + 4 mm und – 4 mm Änderung). Die gemittelte Jahressumme des Direktabflusses im Untersuchungsgebiet für Szenario 2 beträgt 13.6 mm (identisch zu "Ist-Zustand"). Geringe Veränderungen ergeben sich in Beckenlagen, in denen die Nutzung von "Trockenfeldbau" in "Halbwüstenvegetation" geändert wurde (vgl. Karte 20 und 21).

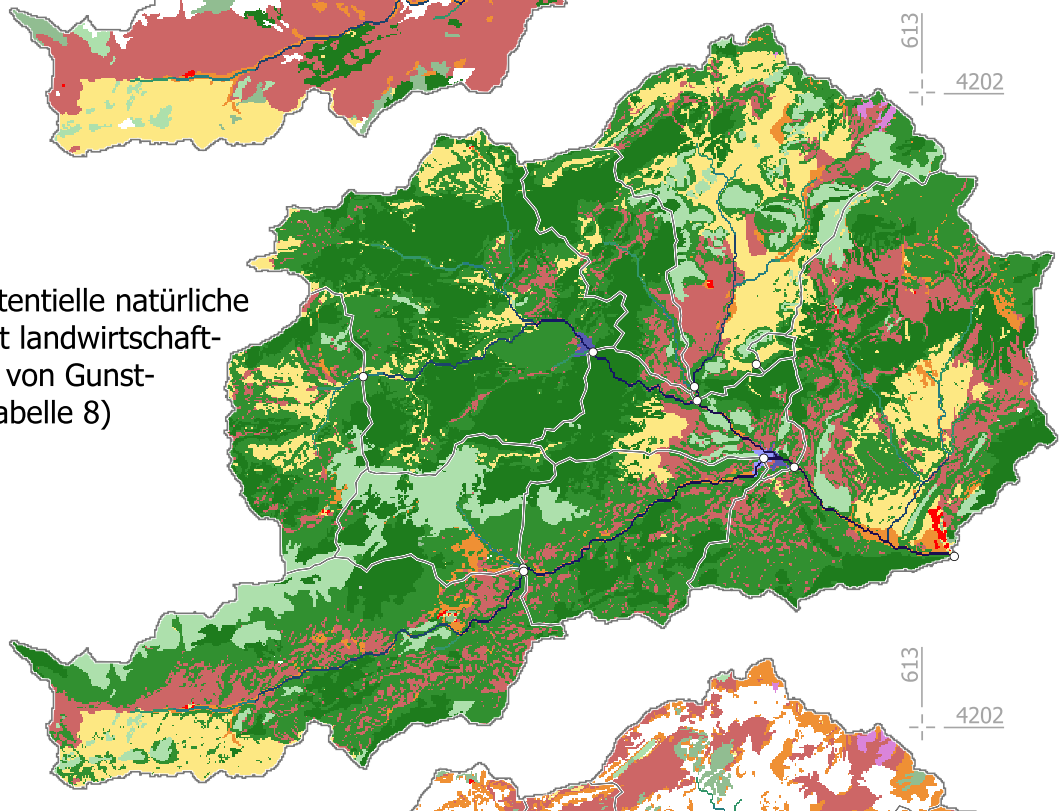
Karte 20: Aktuelle Landnutzung und Szenarios

Landnutzungsklassen

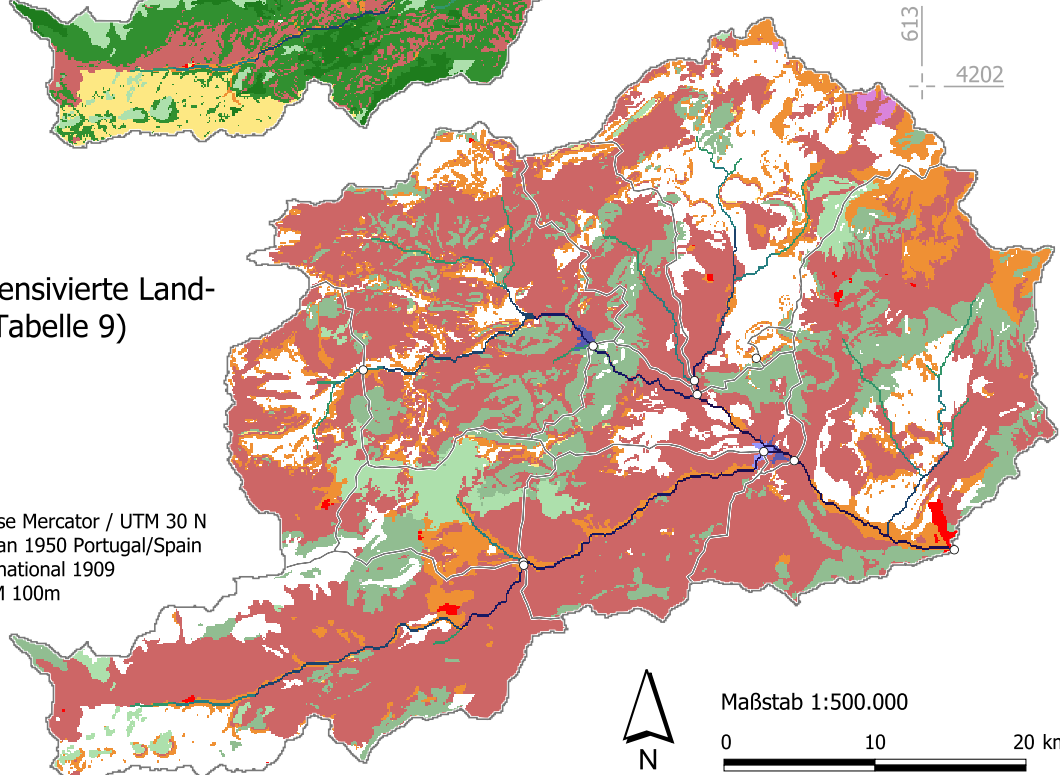
- Trockenfeldbau
- Blattfrüchte
- Wein
- Oliven
- Mischkulturen
- Esparto Vegetation
- Matorral Vegetation
- Mischwald
- Nadelwald
- Halbwüstenvegetation
- Fels
- Feuchtgebiet
- Gewaesser
- Siedlung



Szenario 1: potentielle natürliche Vegetation, mit landwirtschaftlicher Nutzung von Gunsträumen (vgl. Tabelle 8)



Szenario 2: intensivierte Landnutzung (vgl. Tabelle 9)



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: DHM 100m

4160
550

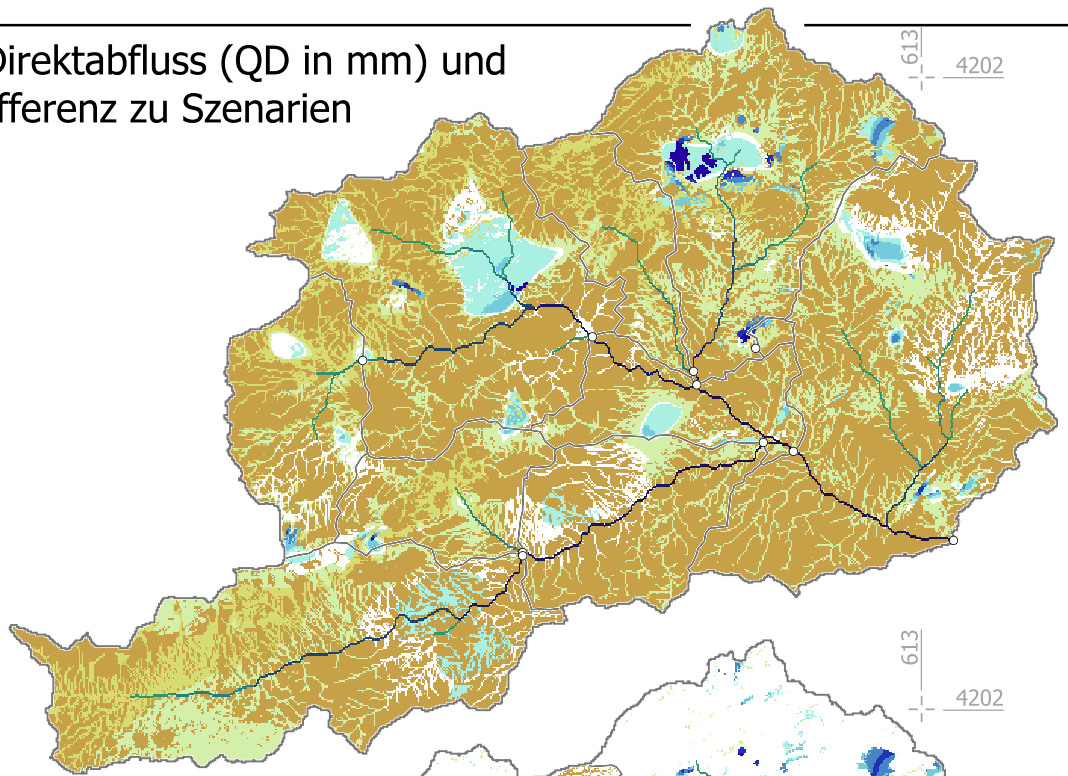
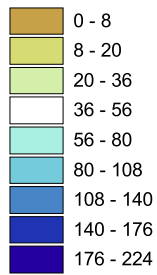


Maßstab 1:500.000

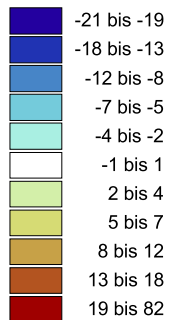
0 10 20 km

▪ Karte 21: Direktabfluss (QD in mm) und Differenz zu Szenarien

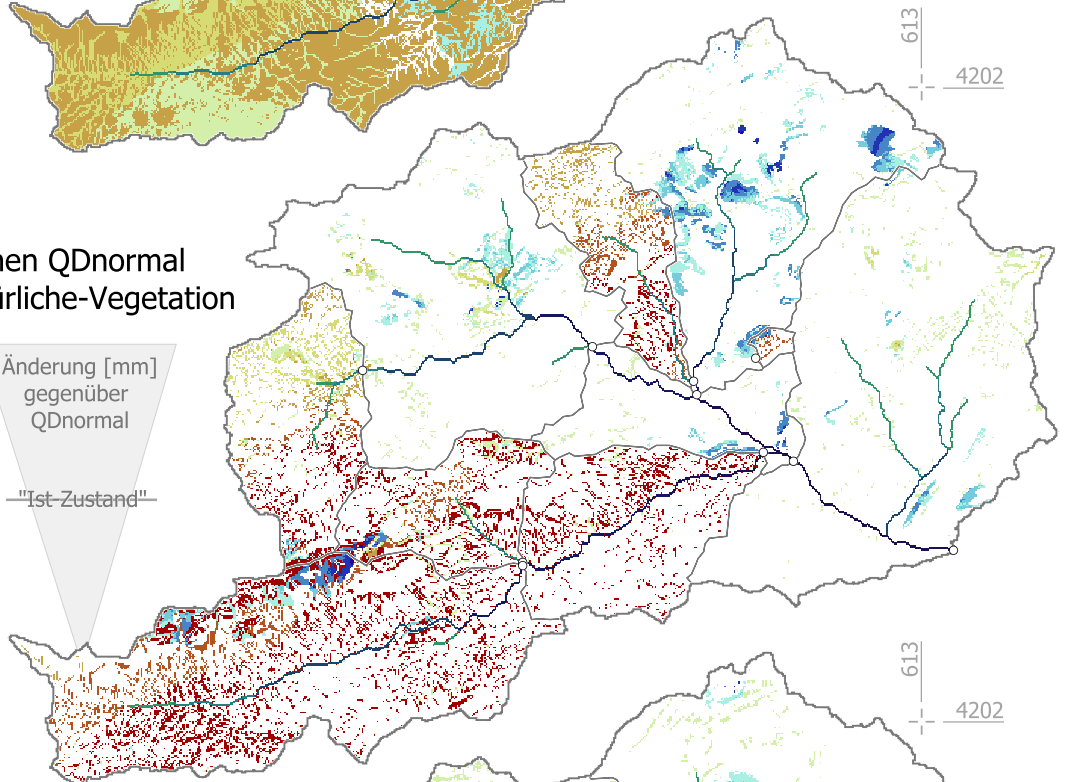
Direktabfluss [mm]



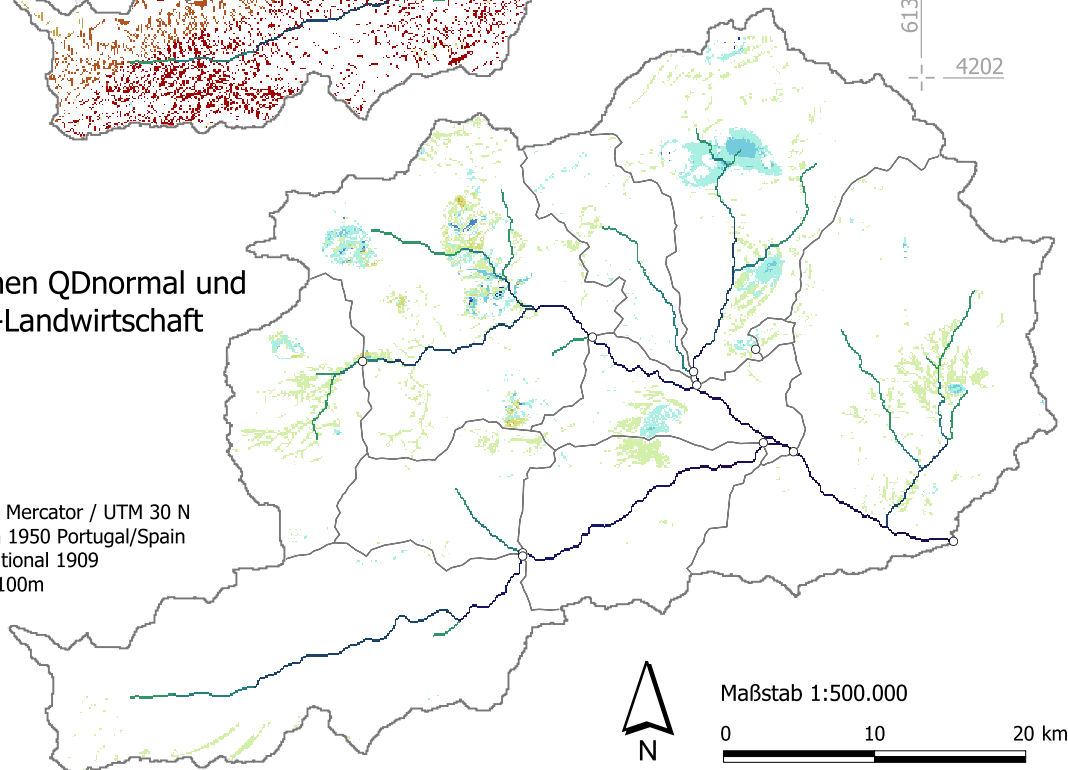
Differenz zwischen QDnormal und QDpot-natürliche-Vegetation



Änderung [mm] gegenüber QDnormal
"Ist-Zustand"



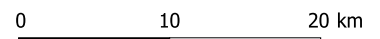
Differenz zwischen QDnormal und QDintensivierte-Landwirtschaft



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
Datum: European 1950 Portugal/Spain
Ellipsoid: International 1909
Abgeleitet aus: DHM 100m



Maßstab 1:500.000

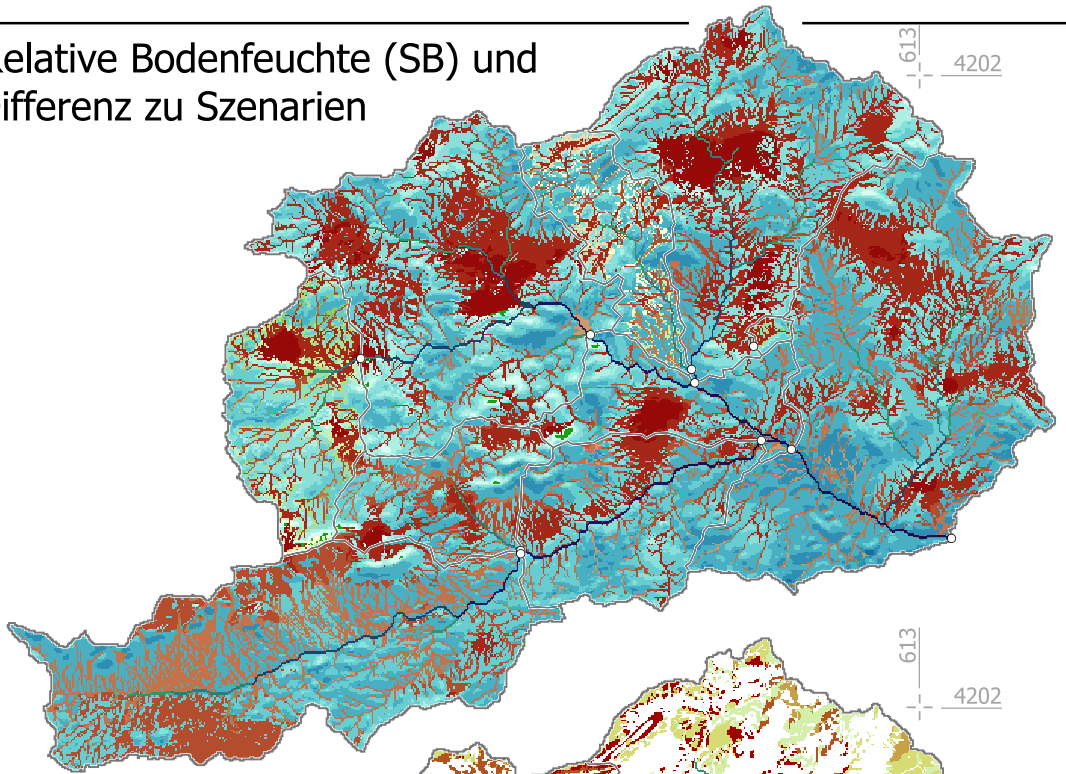
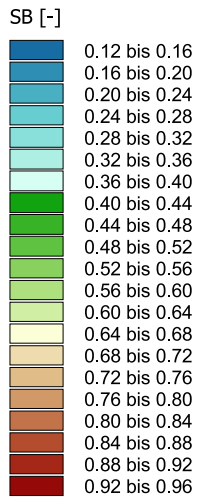


Die relative Bodenfeuchte (SB) beschreibt die Bodenfeuchte für den durchwurzelten Bodenraum als dimensionslosen Index im Wertebereich zwischen 0 und 1. Der Wert 1 wird bei Sättigung des Bodenspeichers erreicht, was der jeweiligen Feldkapazität entspricht.

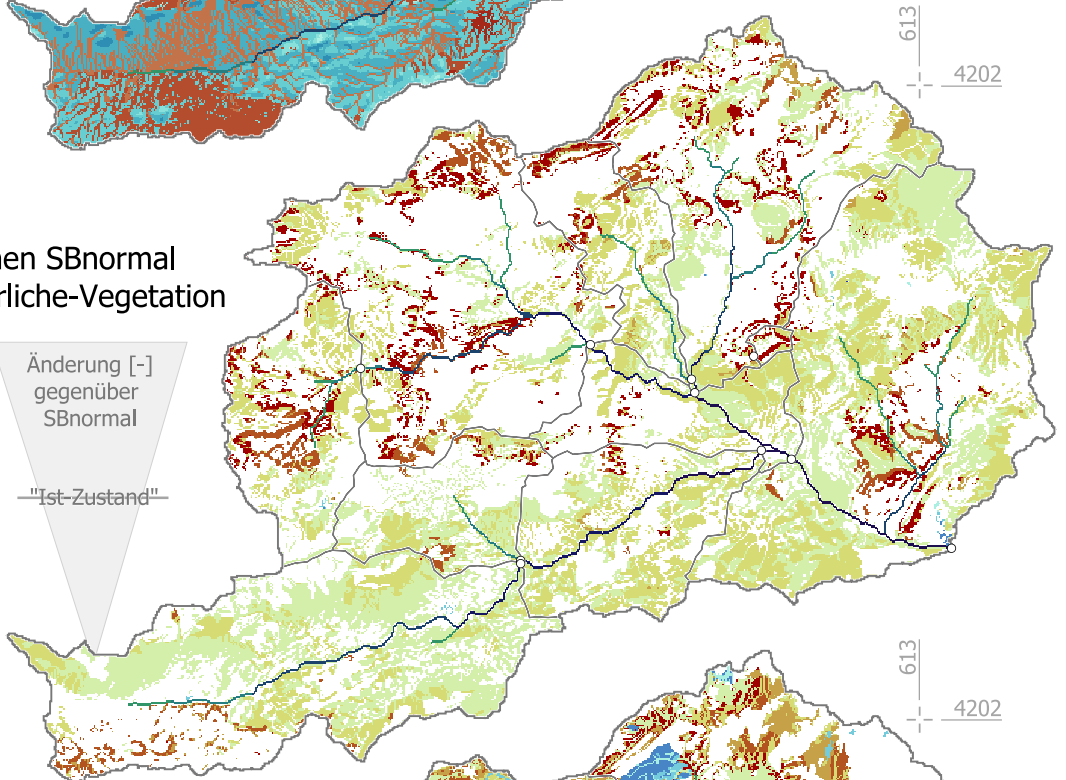
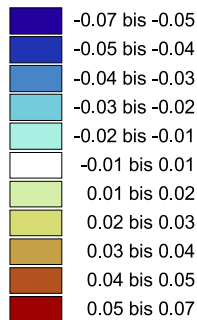
Die über 6 Jahre gemittelte relative Bodenfeuchte zeigt Werte zwischen 0.14 und 0.95, mit einem arithmetischen Mittel von 0.486. Insbesondere die Beckenlagen und Abflusslinien, aber auch die Südabdachung der *Sierra María* zeigen erhöhte Werte zwischen 0.6 und 0.9. Im Vergleich mit der aktuellen Landnutzung zeigt sich, dass Gebiete mit einer hohen relativen Bodenfeuchte primär ackerbaulich genutzt werden (vorwiegend Trockenfeldbau). Die geringsten Werte der relativen Bodenfeuchte treten in der montanen Stufe (z.B. *El Gabar*, *Sierra Gigante*) sowie im hügeligen Vorland auf, primär in Kuppenlagen, die durch eine konvexe Krümmung charakterisiert werden (vgl. Karte 12(3)).

Im Vergleich mit den Szenarien ergeben sich geringe Veränderungen (Szenario 1: $x_{\text{mean}} = 0.475$; Szenario 2 $x_{\text{mean}} = 0.484$). Bei Szenario 1 ist eine tendenzielle Abnahme der Bodenfeuchte um rund 0.03 bis 0.07 zu verzeichnen, die insbesondere in den wenigen, ackerbaulich genutzten Bereichen (Gunsträume wie Talniederungen, Mulden, etc.) festzustellen ist (vgl. Karten 20 und 22). Des Weiteren erfolgt eine geringfügige Abnahme (0.01 bis 0.02) in Bereichen die von Ackerbau (Trockenfeldbau, Mischkulturen, etc.) im Szenario 1 in Waldflächen überführt wurde. Bei Szenario 2 bleibt der Mittelwert im Vergleich zum "Ist-Zustand" nahezu gleich, es erfolgt eine räumliche Differenzierung. Bereiche die eine Erhöhung der relativen Bodenfeuchte zeigen (0.02 bis 0.04), sind vor allem Flächen, die im Szenario 2 von "Wald" in "Ackerland" überführt wurden. Eine Abnahme erfolgt in Gebieten die von "Trockenfeldbau" in "Halbwüstenvegetation" verändert wurden (vgl. Karten 20 und 22). Generell können die Änderungsbeträge zwischen 0.0 und + 0.068 für Szenario 1 (entspricht 99.8 % der Werte) sowie zwischen - 0.035 und + 0.055 für Szenario 2 (entspricht 99.3 % der Werte) als gering eingestuft werden.

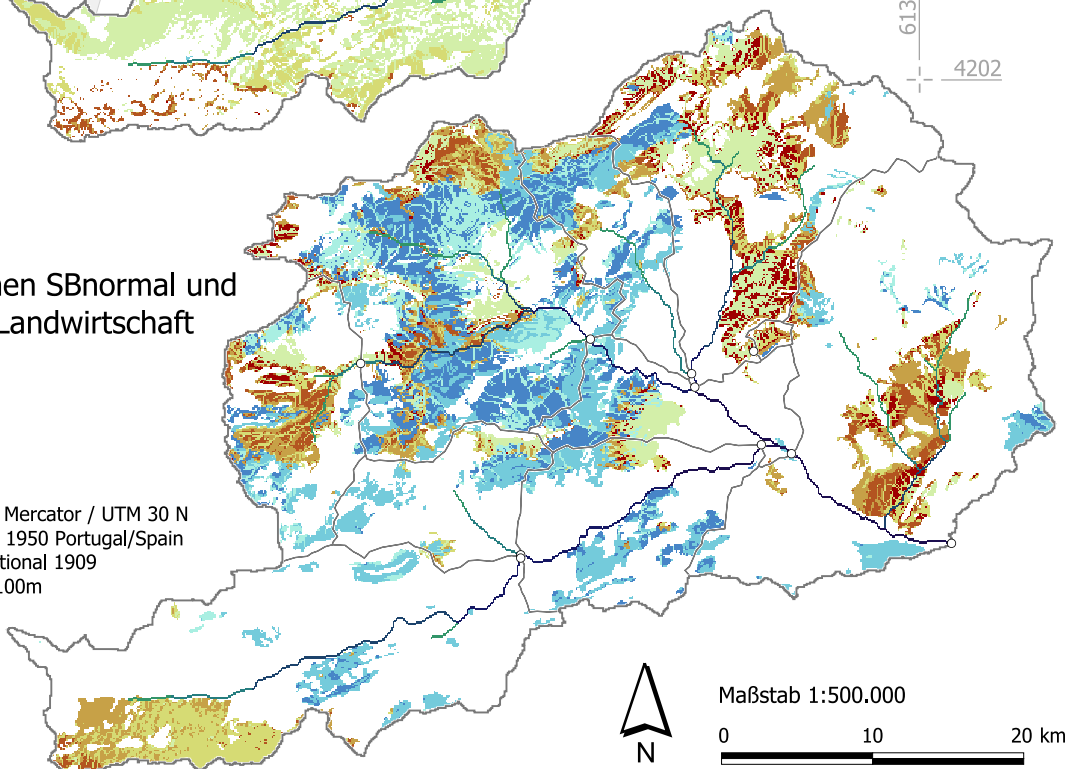
▪ Karte 22: Relative Bodenfeuchte (SB) und Differenz zu Szenarien



Differenz zwischen SBnormal und SBpot-natürliche-Vegetation



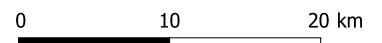
Differenz zwischen SBnormal und SBintensivierte-Landwirtschaft



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
 Datum: European 1950 Portugal/Spain
 Ellipsoid: International 1909
 Abgeleitet aus: DHM 100m



Maßstab 1:500.000

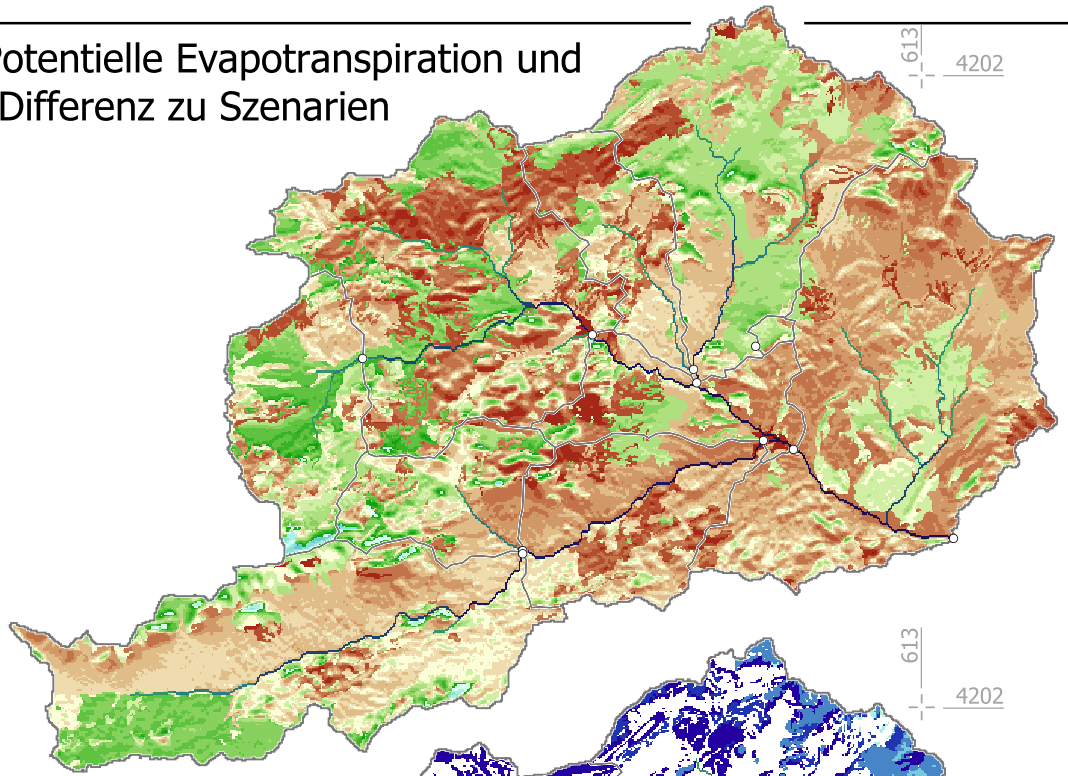
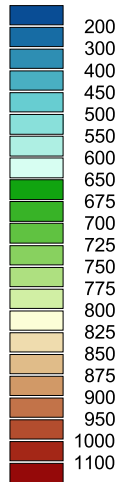


Die Karten 23 und 24 zeigen die potentielle respektive die reale Evapotranspiration (ETP bzw. ETR) und die jeweiligen Differenzbeträge zu den modellierten Szenarien. Die Ergebnisse, die anhand verschiedener Verfahren berechneten ETP und ETR für den "Ist-Zustand", sind in Kapitel 4.1.15 erläutert.

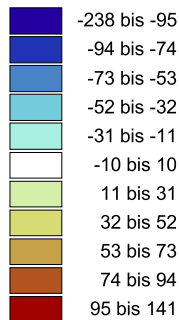
Die gemittelte Jahressumme der ETP für das Untersuchungsgebiet beträgt 841 mm. Bei den modellierten Szenarien erhöht sich die ETP auf 891 mm (Szenario 1) bzw. auf 850 mm (Szenario 2). Die räumliche Verteilung zeigt höhere ETP Werte (Betrag zwischen 50 und 150) für die Änderungen von "agrarer Nutzfläche" in "Wald" (Szenario 1, vgl. Karten 20 und 23). Vergleichbar sind die geringeren ETP Werte bei Szenario 2, die vornehmlich Bereiche charakterisieren, die von der Klasse "Wald" in "agrare Nutzfläche" überführt wurden. Erhöhte ETP-Werte im Vergleich zum "Ist-Zustand" treten für das Szenario 2 in Bereichen auf, die von "Trockenfeldbau" in "Halbwüstenvegetation" verändert wurden (vgl. Karten 20 und 23).

▪ Karte 23: Potentielle Evapotranspiration und Differenz zu Szenarien

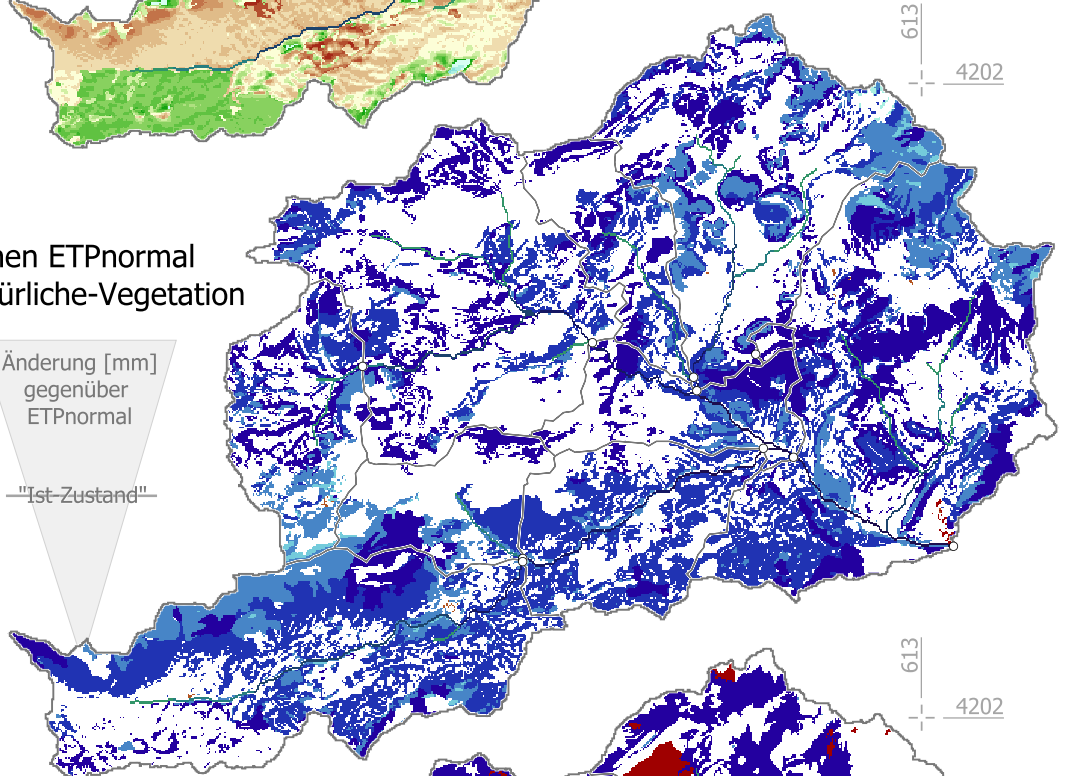
ETP [mm]



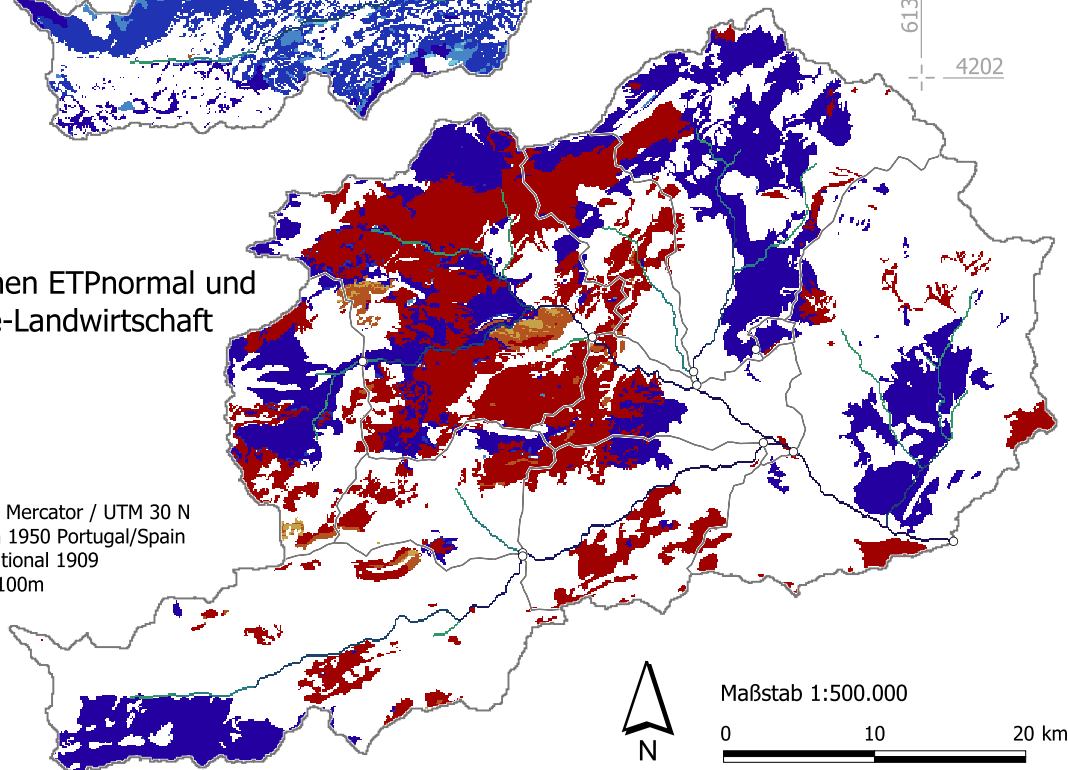
Differenz zwischen ETPnormal und ETPpot-natürliche-Vegetation



Änderung [mm] gegenüber ETPnormal
"Ist-Zustand"



Differenz zwischen ETPnormal und ETPintensivierte-Landwirtschaft



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
Datum: European 1950 Portugal/Spain
Ellipsoid: International 1909
Abgeleitet aus: DHM 100m

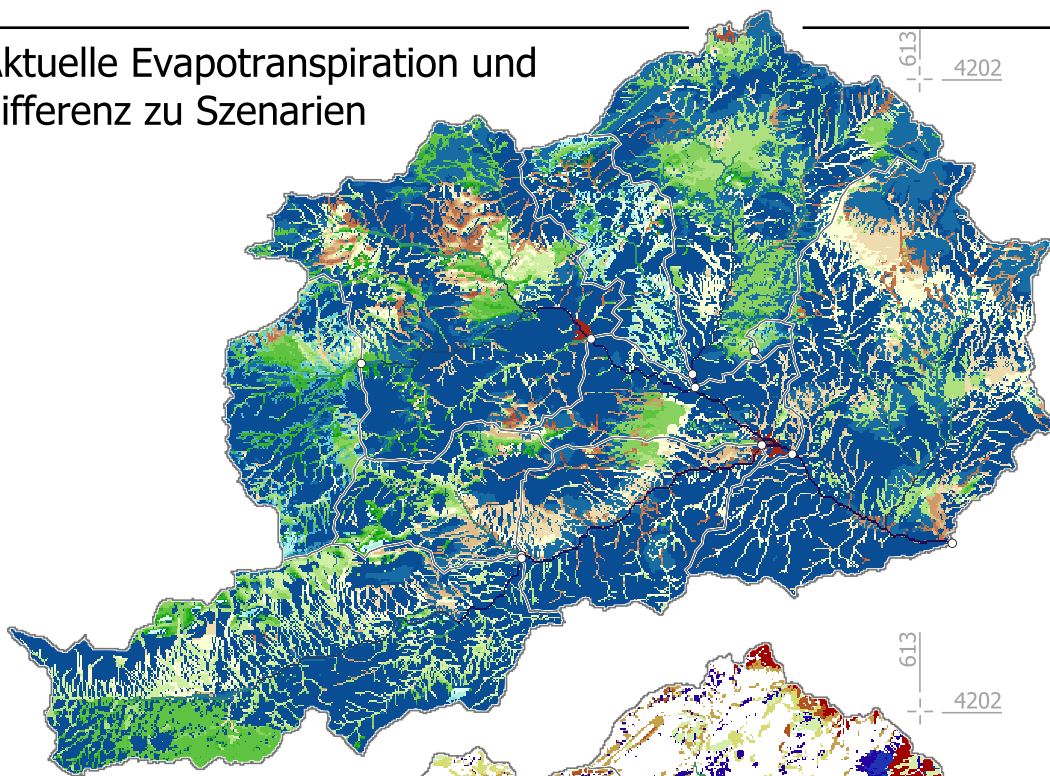
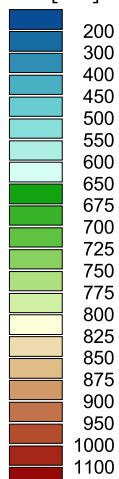


Maßstab 1:500.000

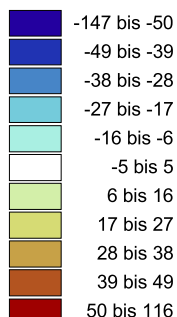
0 10 20 km

▪ Karte 24: Aktuelle Evapotranspiration und Differenz zu Szenarien

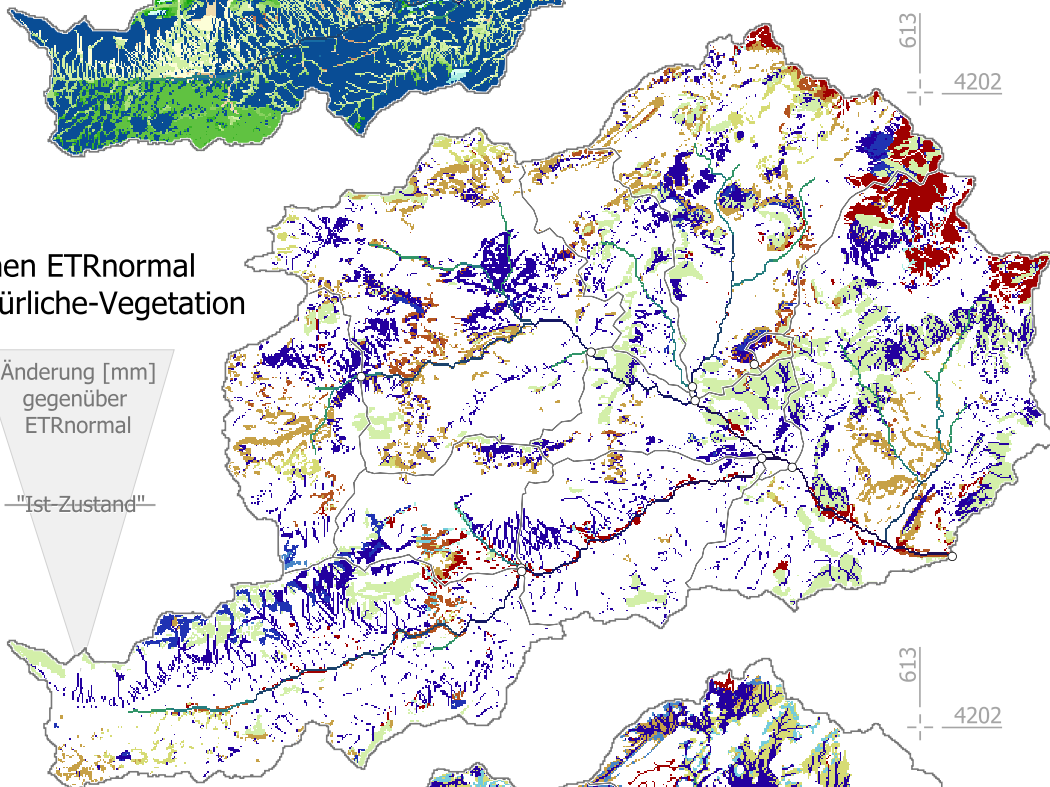
ETR [mm]



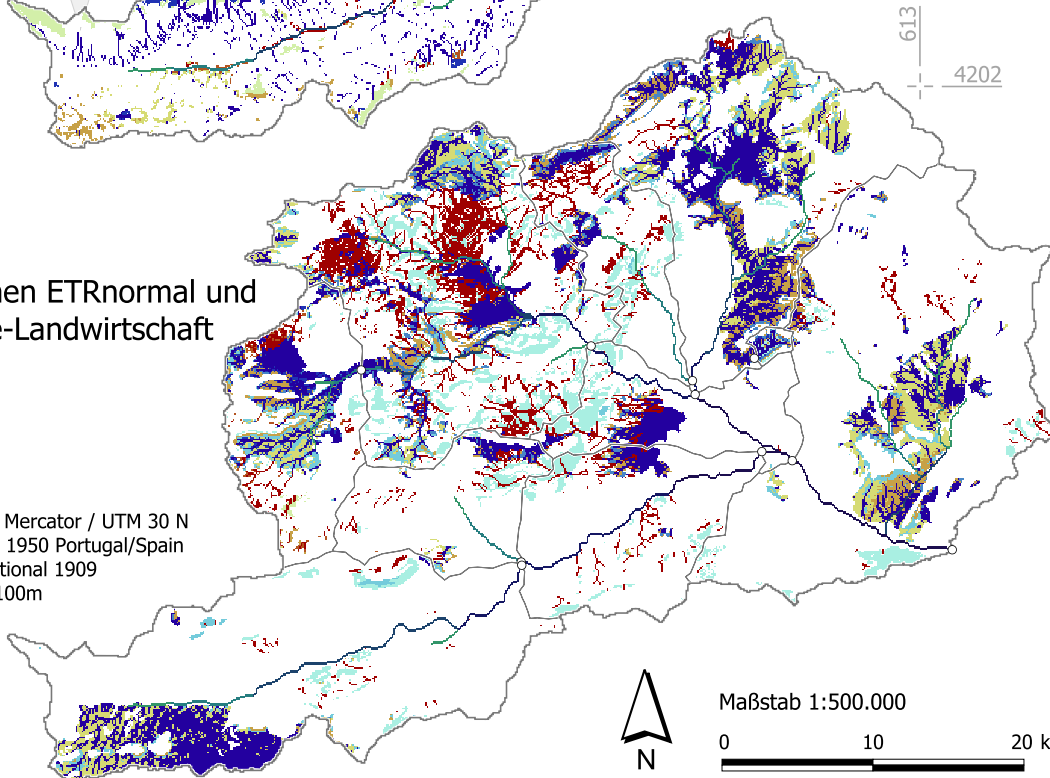
Differenz zwischen ETRnormal und ETRpot-natürliche-Vegetation



Änderung [mm] gegenüber ETRnormal
"Ist-Zustand"



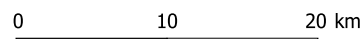
Differenz zwischen ETRnormal und ETRintensivierte-Landwirtschaft



Projektion: Transverse Mercator / UTM 30 N
Datum: European 1950 Portugal/Spain
Ellipsoid: International 1909
Abgeleitet aus: DHM 100m



Maßstab 1:500.000



4.3 Stratigraphie und Zeitstellung der Sedimentaufschlüsse

4.3.1 Aufschluss am *Río Caramel* (Aufschluss 04)

Der "Aufschluss 04" (UTM 30N R5760005/H4183340) befindet sich nördlich des *Gabar* in der Tal- senke des *Río Caramel*. Ein episodisches Gerinne der nördlichen "*Los Hoyos*" - Hügelkette, mit einem hydrologischen Einzugsgebiet von 1.74 km², hat durch Schluchtenreißen einen *Barranco* ge- schaffen, der die Talsedimente des *Río Caramel* auf eine maximale Tiefe von 12 m aufgeschlossen hat. Durch fluviale Seitenerosion des *Río Caramel* sowie durch rückschreitende Erosion des *Bar- rancos* entstand ein Badland-Areal von rund 1.1 ha heutiger Größe (vgl. Foto F1, im Anhang).

Das Profil "Aufschluss 04" wurde an der mächtigsten und steilsten Stelle der östlichen Schlucht- wand aufgenommen und beprobt. Die Basisbreite des *Barrancos* beträgt dort teilweise unter einem Meter und wird durch rezente Flusskies- und Sandakkumulation geprägt. Das Profil kann aufgrund der Sedimentfarbe und zweier Schotterbänder in 3.5 m und 6 m Tiefe, in drei Abschnitte unterglie- dert werden (vgl. Abbildung 51). Der unterste aufgeschlossene Bereich (Schicht 9 bis 17) besteht aus horizontal geschichteten Wechsellagen von sandigen und kiesigen Sedimenten, die teilweise mit groben Schottern durchsetzt sind und ins ausgehende Spätglazial (Probe KIA14144: 14.154 cal BP (+184/-44)) datieren. Die Sedimentfarbe (nach den Munsell Farbtafeln) unterliegt einem texturbedingtem Wechsel von weißlich/gelbbraun und hellbraun/hellgrau (10YR 8/2 - 7/3). Der Ge- halt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) schwankt zwischen 0.25 und 0.4 Gew.-%. Diesem Schicht- paket lagert ein ca. 30 cm mächtiges Schotterband (Schicht 8) auf, welches das heterogen Liegen- de von dem feinmaterialreichen Hangenden (Schicht 5 bis 7) trennt. Diese rund 2 m mächtige Schicht (3.65 m bis 5.73 m) unterscheidet sich im Vergleich zum Liegenden deutlich in Farbe (10YR 6/2 & 2.5Y 6/2 - 7/1), Textur und erhöhtem Gehalt an organischem Kohlenstoff (0.5 bis 0.6 Gew.-%) und charakterisiert den zeitlichen Wechsel des Spätglazials zum Holozän (Probe KIA14142: 10.450 cal BP (+51/-92)). Einzelne Kies- und Sandlagen unterbrechen die sonst schluffig-lehmige Matrix von hellbrauner Farbe. Ein 15 cm mächtiges Schotterband in ca. 3.5 m Tiefe trennt wiederum diese hellbraune Schicht vom braun gefärbten Hangenden (0 bis 3.35 m), das so- wohl in der Farbe (5Y 7/2 - 6/2), als auch in der Textur und Lagerungsdichte homogen erscheint, und einen hohen Gehalt an organischem Material (0.5 bis 0.9 Gew.-% - C_{org}) zeigt. Unterbrochen wird dieser Bereich von einem Kiesband in rund 1 m Tiefe.

Stratigraphie

Die basale, sandige Schicht 17 war bei der Probennahme aufgrund der Nähe zum episodischen Gerinne schwach durchfeuchtet. Darüber lagern geringmächtige Kiesbänder (11.52 m - 11.56 m; 11.34 m - 11.42 m), die von schluffig-sandigen, feinskellehaltigen, horizontalen Lagen unterbro- chen werden. In 11.25 m Tiefe ist eine Kieslinse ausgebildet, die wie die darunter liegende Kies- bänder, Korngrößen von rund 2 mm bis 10 mm aufweist. Diese Kieslinse lagert in einer hellen (10YR 8/2 - 8/3), sehr kompakten, sandig-schluffigen Schicht (Schicht 16 => 11.08 m - 11.34 m) die mittels eines Holzkohlefundes bei 11.10 m auf 14.154 cal BP (+184/-44) datiert. Der Bereich zwischen 10.28 m und 11.08 m wird durch einen häufigen Wechsel von Grobsand/Kieslagen (10.28 m - 10.33 (Grobsand/Feinkies); 10.45 m -10.53 m (Schotter bis 5 cm); 10.70 m - 10.75 m

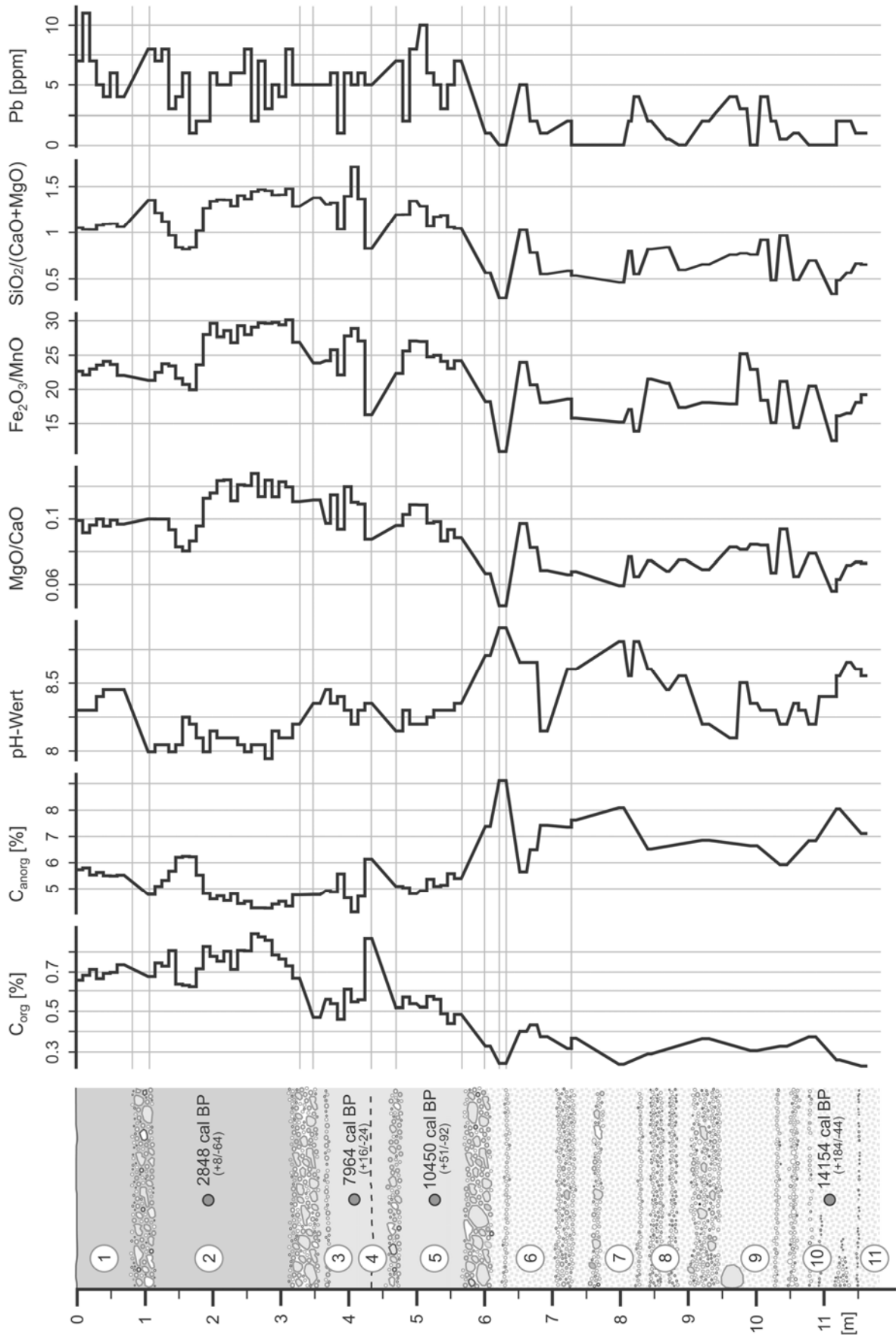


Abbildung 51 Aufschluss 04 - Stratigraphie, Datierungen sowie Gehalte an organischem [Gew.-% C_{org}] und anorganischem Kohlenstoff [Gew.-% C_{anorg}], pH-Wert, Verhältniszahlen [MgO/CaO; Fe₂O₃/MnO; SiO₂/(CaO+MgO)] sowie Bleikonzentration [ppm]

(Feinkiesstreifen); 10.88 - 10.89 m (Feinkieslage)) und sandig-schluffigem Feinmaterial charakterisiert.

Die Schicht 14 (9.60 m - 10.28 m) weist eine sehr hohe Lagerungsdichte, kaum Skelletgehalte und nur geringfügige Veränderungen der Korngröße (sandig-schluffig bis tonig-schluffig) auf. Diese schwachen Texturwechsel sind farblich nicht zu unterscheiden, lediglich Trockenrisse treten in den lehmig-tonigen Bereichen auf. Die darüber lagernde Schicht 13 (8.98 m - 9.60 m) zeigt im unteren Bereich (9.32 m - 9.60 m) eine stark diffuse, kaum sortierte Matrix aus Feinmaterial, gerundeten und schwach gerundeten Steinen und Kiesen, die durch einen skelettreichen Feinmaterialbereich (9.20 m - 9.32 m) vom textuell heterogen Hangenden (8.98 m - 9.20 m) mit deutlich differenzierbarer Schichtung abgegrenzt wird. Oberhalb dieses Schichtpakets folgt ein erneuter Wechsel von kompakten, lehmigen Schichten und fluvialen Kies- und Sandlagen (7.37 m - 8.98 m) unterschiedlicher vertikaler Mächtigkeit und Ausprägung (vgl. Schicht 11 und 12). Dieser textuell stark heterogenen Schichtenabfolge lagert eine lehmige, kompakte Matrix auf (7.18 m - 7.37 m) deren hellbraune Sedimentfarbe von oben nach unten dunkler (10YR 8/2 => 10YR 7/3) wird. Das Hangende dieser Schicht ist ein Kiesband (Schicht 10 => 6.95 m - 7.18 m) mit eingeregelter Schottern kleiner 5cm Durchmesser. Darüber schließt sich erneut ein feinmaterialreiches, humoses Sediment (Schicht 9 => 6.50 m - 6.95 m) an, dessen Bodenfarbe von oben nach unten heller wird. Die oberste und dunkelste Lage ist stark verfestigt und weist einen hohen Tongehalt sowie einen erhöhten Gehalt an organischem Kohlenstoff (0.43 Gew.-%) auf. Deutlich grenzt sich die auflagernde 10 cm mächtige Kiesschicht (bis 2 cm Kantenlänge) vom Liegenden ab. Darüber folgt mit unscharfem Übergang eine helle (10YR 8/4), sandige Schicht (6.20 m - 6.45 m) mit mittleren Gehalten an Feinskelett. Ein dünnes Feinschotterband (bis 2 cm Kantenlänge) trennt die ebenfalls sandig-schluffige, kompakte hangende Schicht.

Eine deutliche Veränderung der Sedimentcharakteristik im Profilaufbau stellt die Schicht 8 dar. Dieses Schotter-Kiesband, mit unterschiedlichen Lagen grobklastischer, eingeregelter fluvialer Sedimente und Gerölle (bis 8 cm Kantenlänge), charakterisiert einen textuellen, farblichen und geochemischen Wechsel. Dieser Schicht 8 lagert ein vergleichsweise mächtiges Sedimentpaket (Schicht 7 => 4.73 m - 5.73 m) auf, das sowohl farblich als auch textuell nur geringe Änderungen aufweist. Das kompakte, stark verfestigte tonig-lehmige Sediment zeigt nur wenig Trockenrisse, kaum Skelettgehalte und wird lediglich durch eine dünne Lage Feinschotter (5.05 m - 5.10 m) unterbrochen. Ein Holzkohlefund in 5.28 m datiert auf 10.450 cal BP (+51/-92) und ist damit annähernd dem Beginn des Holozän gleichzusetzen.

In der Tiefe zwischen 4.40 m bis 4.73 m wechselt grobklastisches (4 cm – 15 cm) Material mit heterogener Matrix, die nur teilweise geschichtet ist. Eine Differenzierung in Kieslagen und Matrix mit hohem Skelettgehalt ist kaum möglich. Dieser diffuse Bereich wird noch oben durch eine dunklere (10YR 6/2), tonige, schwach feinskeletthaltige Schicht (4.30 m - 4.40 m) abgegrenzt, die Bioturbationsmerkmale (verfüllte Wurmgänge) erkennen lässt. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt für diese Schicht 0.87 Gew.-%, der zweithöchste Wert dieses Profils. Durch eine deutliche, farbliche Grenzlinie wird die auflagernde Schicht 5 (3.71 m - 4.30 m) getrennt. Dieses schwach skeletthaltige homogene Feinmaterial kann durch eine diffuse Grenze in 3,95 m in einen ver-

festigten, dunkel gefärbten (2.5Y 6/2) oberen Bereich und in einen lockeren, hellen (2.5Y 7/1) unteren Bereich getrennt werden. Im gesamten Schichtpaket sind Wurm- und Wühlgänge sichtbar. Ein Holzkohlefund in 4,08 m datiert den helleren Bereich ins frühe Atlantikum (7.964 cal BP (+16/-24)). Zwischen 3.65 m und 3.71 m ist eine dünne Sandschicht zwischengeschaltet, der eine tonige Schicht (3.50 m - 3.65 m) mit polyedrischem Gefüge auflagert. Darüber lagert ein 15 cm mächtiges Kies/Schotterband (bis 10 cm Durchmesser) (Schicht 4 => 3.35 m bis 3.50 m), das den im späten Präboreal bis frühen Atlantikum gebildeten Sedimentkörper abschließt.

Das Alluvion zwischen der heutigen Geländeoberfläche und 3.35 m Tiefe wird ausschließlich durch ein Schotter-Kiesband (Steine 2-30 mm) (Schicht 2 => 0.87 m - 1.14 m) unterbrochen. Das gesamte vergleichsweise dunkel gefärbte (5Y 7/2 - 6/2), humose Sediment (C_{org} -Gehalt zwischen 0.6 und 0.9 Gew.-%) weist eine kompakte, homogene tonig-lehmige Matrix auf, die bis auf geringe Skelettgehalte zwischen 0.5 m und 0.87 m und vereinzelter Steine, ausschließlich aus Korngrößen kleiner 2 mm besteht. Ein Holzkohlestück in 1.91 m Tiefe datiert auf 2.848 cal BP (+8/-64) und steht demnach für die Florenstufen des ausgehenden Subboreal und frühen Subatlantikum.

Kohlenstoffgehalt und pH - Wert:

Die Kohlenstoffgehalte lassen sich aufgrund der thermischen Zwei-Phasen-Analyse (vgl. Kapitel 3.4.2) selektiv in organisch und anorganisch gebundenen Kohlenstoff quantifizieren. Generell steigt der organische Kohlenstoffgehalt von den basalen Schichten bis zur rezenten Oberfläche von 0.22 Gew.-% auf Werte zwischen 0.7 und 0.9 Gew.-% an. Die textuell heterogenen Schichten 8 bis 17 weisen die geringsten Werte zwischen 0.22 und 0.43 Gew.-% C_{org} ($\bar{\varnothing} = 0.32$ Gew.-% C_{org}) auf. Das Schotter-Kiesband (Schicht 8) stellt auch für den C_{org} Gehalt eine Grenzschicht dar. Die darüberlagernden feinmaterialreichen Schichten 5 bis 7 (3.50 m - 5.73 m) zeigen Werte zwischen 0.44 und 0.87 Gew.-% C_{org} ($\bar{\varnothing} = 0.55$ Gew.-% C_{org}). Der höchste Wert von 0.87 Gew.-% C_{org} hebt sich deutlich von den umgebenden Messwerten ab und charakterisiert die tonig-lehmige, dunkel gefärbte Mischprobe A4-38 in 4.30 m bis 4.40 m Tiefe. Ein deutlicher Anstieg des organischen Kohlenstoffgehalts erfolgt oberhalb der Schicht 4. Der Bereich zwischen der heutigen Oberfläche und 3.35 m Tiefe weist C_{org} -Werte zwischen 0.62 und 0.9 Gew.-% ($\bar{\varnothing} = 0.74$ Gew.-% C_{org}) auf. Der Pflughorizont zeigt mittlere organische Kohlenstoffgehalte um 0.7 Gew.-%. Ein relatives Minimum dieses Schichtpakets mit Werten um 0.6 Gew.-% in 1.55 m bis 1.85 m Tiefe sowie ein relatives Maximum von 0.9 Gew.-% C_{org} in 2.65 m bis 2.90 m Tiefe charakterisieren die Variabilität der organischen Substanz in diesem textuell homogenen Schichtpaket. Der prozentuale Anteil des anorganischen Kohlenstoffs schwankt zwischen 4.0 und 9.2 Gew.-% ($\bar{\varnothing} = 0.58$ Gew.-% C_{anorg}). Der pH-Wert schwankt zwischen 8 und 9 ist damit als basisch einzustufen.

Geochemismus:

Die Analyse der geochemischen Zusammensetzung der Sedimente erfolgte ausschließlich an Probenmaterial mit Korngrößen kleiner 2 mm. Anhand einer energiedispersiven Röntgenfluoreszenz-Analyse (SIEMENS SRS 303 AS) wurden die Hauptelemente Silizium, Eisen, Aluminium, Mangan, Calcium, Natrium, Kalium, Magnesium, Phosphor und Titan in Gew.-% und die Spurenelemente Barium, Zink, Cadmium, Kobalt, Nickel, Blei, Kupfer, Chrom in mg/kg (ppm) bestimmt. Abbildung

A6 (im Anhang) zeigt ausgewählte Chemographen von Haupt- und Spurenelementen des "Aufschluss 04". Dabei zeigen sich deutliche Veränderungen der Kurvenverläufe in Abhängigkeit der Textur der Sedimente. In den Schichten 8 bis 17 wechseln sich unterschiedlich mächtige, lehmige, sandige und kiesige Schichten ab, was sich in den starken Schwankungen der prozentualen Elementverteilung widerspiegelt. Charakteristisch hierfür ist der abrupte Wechsel von einer tonig, humosen Schicht (6.50 m - 6.70 m) zu einer auflagernden Kies- (6.40m - 6.50m) und Sandschicht (6.20 m - 6.40 m), der sich in den Chemographen sämtlicher Haupt- und Spurenelemente als markante Sprungschicht zeigt. Die silikatischen Gemengteile nehmen zwischen der tonig-humosen zu der Sandschicht deutlich ab (z. B. SiO_2 von 34.3 Gew.-% auf 16.3 Gew.-%), die Karbonate steigen um den entsprechenden Betrag an (z.B. CaO von 30.6 Gew.-% auf 59.1 Gew.-%). Zur Charakterisierung von potentiell wechselnden syndimentären Umwelt- und Ablagerungsbedingungen, wurden neben der Beschreibung der SiO_2 -, CaO- und P_2O_5 -Konzentrationen (vgl. Abbildung A6, im Anhang) auch Verhältnisse der Kieselsäure-Gehalte der Sedimente zu den Gehalten an Carbonaten bzw. Sulfaten (Abbildung 51) gebildet (vgl. SCHÜTT & BAUMHAUER 1999, S. 56). Abbildung 51 zeigt die Verhältnisse zwischen MgO/CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ sowie $\text{SiO}_2/(\text{CaO}+\text{MgO})$. Die Kurven der Verhältniszerte haben einen ähnlichen Verlauf, die im Bereich zwischen 2 und 3 m Tiefe ihr Maximum erreichen.

Pollenanalyse:

Bei einer Voruntersuchung von vier ausgewählten Sedimentproben durch die Universität Hohenheim wurde festgestellt, dass die Pollenkonzentration vorwiegen "gering", und die Erhaltung der

Tabelle 26 Pollenanalyse von vier ausgewählten Sedimentproben des "Aufschluss 04";
(vgl. Kapitel 3.1.1)

Tiefe	185-195cm	373-380cm	520-530cm	1090-1100cm
Pinus	76	86	22	22
cf. Betula				1
Alnus				1
cf. Olea	3			
cf. Pistacia		1		
cf. Celtis		1		
cf. Cistus		1		
cf. Juniperus				1
Ephedra distachya-Typ				8
Ericaceae	1			
Poaceae	15	28	29	3
Cyperaceae	2	1		
Artemisia	2	3	3	11
Chenopodiaceae	296	2	8	
Plantago lanceolata-Typ	1	1		
Plantago sp.		1		
Asteraceae	3	7	11	7
Centaurea sp.		2		
Cichoriaceae	32	175	49	5
Indeterminata cf. Quercus		13	6	1
Indeterminata	167	140	223	121
trilete Spore		1		
Pollenkonzentration	ausreichend	gering	gering	sehr gering
Pollenerhaltung	sehr unterschiedlich	meist schlecht	meist schlecht	sehr unterschiedlich

Pollen am "Aufschluss 04" als vorwiegend "schlecht" einzustufen ist (siehe Tabelle 26). Aus diesem Grund wurde auf weitere Pollenuntersuchungen sowie die Beschreibung und Interpretation der Voruntersuchungen verzichtet.

4.3.2 Aufschluss 01

Der "Aufschluss 01" (UTM 30N R575985/H4174046) liegt im hydrologischen Einzugsgebiet des *Rio Caramel*, 30 m nördlich der Landstrasse A317 von *Vélez-Blanco* nach *María*, rund 300 m westlich der Naturparkgrenze (*Parque Natural de Sierra María - Los Vélez*) in einem schmalen, ackerbaulich genutzten Tälchen. Durch fluviale Zerschneidung einer Ackerterrasse und rückschreitender Erosion (vgl. Lageskizze, Abbildung 52) wurde ein rund 1.6 m mächtiger Aufschluss geschaffen, der diese Terrassensedimente anschneidet.

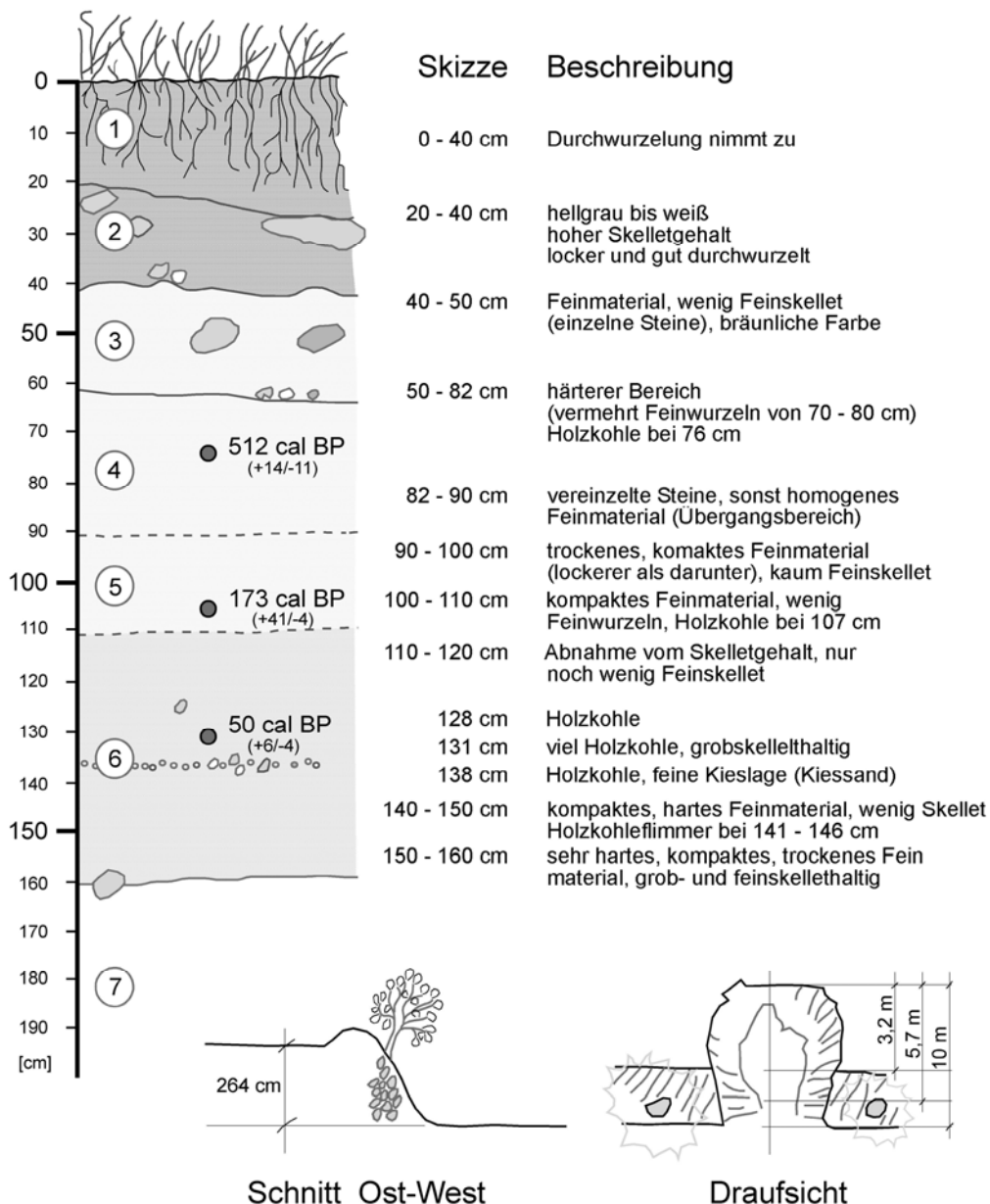


Abbildung 52 Aufschluss 01 - Stratigraphie, Datierungen, Beschreibung und Lageskizze

Der "Aufschluss 01" wurde an der rückwärtigen Seite gegraben und beprobt (vgl. Abbildung 52 und Fotos F2 und F3, im Anhang). Die obersten 40 cm sind locker und gut durchwurzelt (Farbe 2.5Y 7/2 (0-20 cm); 2.5Y 8/1 (20-40 cm)). Der Skelletgehalt schwankt zwischen mittleren und hohen Werten. Einzelne große Steine sind eingeregelt, Kiesbänder sind im Aufschluss selten anzutreffen (nur bei 138 cm). Die Schichten 3 bis 5 bestehen aus hellem Feinmaterial (Farbe 2.5Y 6/3), das homogen und verfestigt ist. Die Schicht 4 beinhaltet vereinzelte Steine und datiert mittels eines Holzkohlefundes bei 76 cm auf 512 cal BP (+14/-11). Die farblich und textuell vergleichbare Schicht 5 datiert mittels eines Holzkohlefundes bei 1.07 m auf 173 cal BP (+41/-4). Die Schicht 6 erscheint etwas dunkler und datiert mittels eines Holzkohlefundes bei 1.31 m auf 50 cal BP (+6/-4). Damit ist die Altersabfolge der Bodensedimente invers, die Hangenden Sedimente sind älter als die Liegenden. Das Alter der Proben ist maximal 512 cal BP, was in etwa dem ausgehenden Mittelalter, beziehungsweise dem Ende der Reconquista (vgl. Abbildung 14) gleich kommt.

4.3.3 Aufschluss 05

Der "Aufschluss 05" (UTM 30N R571203/H4178658) liegt rund 6.7 km südwestlich des "Aufschluss 04" und befindet sich ebenfalls im hydrologischen Einzugsgebiet des *Rio Caramel*. Das intramontane Becken von *La Longaniza* wird durch die *Rambla Salada*, einem Tributär des *Rio Caramel* entwässert. Durch fluviale Erosion ist im ackerbaulich genutzten, nördlichen Talbereich eine rund 4 m mächtige Geländestufe entstanden, die im Frühjahr 2001 beprobt und aufgenommen wurde (vgl. Abbildung 53 und Foto F4, im Anhang).

Abgesehen von geringfügigen farblichen Unterschieden, bestehen die Schichten 1 bis 6 aus hellem, kompaktem Feinmaterial. In den oberen 3 m konnten lediglich bei 1.68 m und 2.95 m Holzkohle gefunden werden. Auf der Basis von ¹⁴C-Datierungen der Holzkohle datiert die Schicht 4 bei 1.68 m auf 2753 cal BP (+134/-47) sowie die Schicht 6 bei 2.95 m auf 6769 cal BP (+39/-36) Jahre. Ein Holzkohlefund in 3.24 m Tiefe datiert auf 6882 cal BP (+28/-34) Jahre. Die Basis des Aufschlusses wird durch feine Sand- und Kieslagen dominiert, die von heller Farbe und einheitlichem Detritus sind.

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff (Gew.-% C_{org}) schwankt in Schicht 7 und 8 zwischen 0.3 und 0.48 Gew.-% und nimmt in Schicht 5 und 6 stetig auf Werte um 0.7 zu (vgl. Abbildung 53). Innerhalb Schicht 4 ist eine deutliche Zunahme des organischen Kohlenstoffgehalts festzustellen (bis 1.2 Gew.-%). Generell schwanken die Werte in den Schichten 1 bis 3 zwischen 0.7 und 1.2 Gew.-% C_{org} und liegen damit deutlich über den Werten der tiefer befindlichen Schichten. Der Gehalt an anorganischem Kohlenstoff schwankt zwischen 7.5 und 8.5 Gew.-% für die Schichten 1 bis 6. Im unteren Bereich des Aufschlusses (Sand- und Feinkieslagen) werden Werte bis 9.3 erreicht. Korrespondierend hierzu schwankt der pH-Wert im oberen Bereich des Aufschlusses zwischen 7.65 und 8.05. Im unteren Bereich des Aufschlusses werden Werte größer 8.1 erreicht. Die Verhältniszahlen MgO/CaO sowie Fe₂O₃/MnO steigen in den Schichten 1 bis 4, im Vergleich zu den Schichten 5 bis 7 an. Die niedrigsten Werte werden an der Basis des Aufschlusses erreicht.

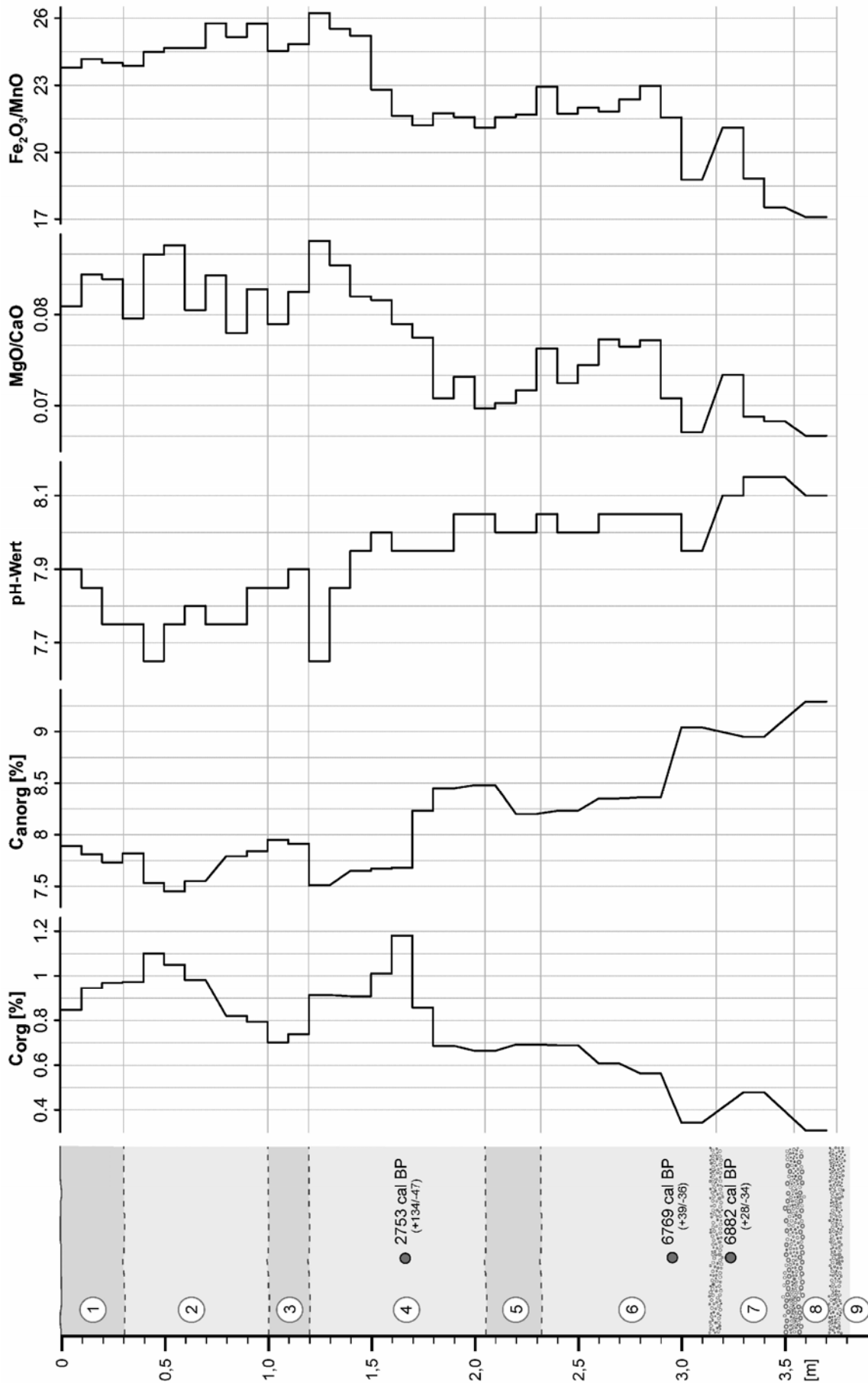


Abbildung 53 Aufschluss 05 - Stratigraphie, Datierungen sowie Gehalte an organischem [Gew.-% C_{org}] und anorganischem Kohlenstoff [Gew.-% C_{anorg}], pH-Wert sowie Verhältniszahlen [MgO/CaO ; Fe_2O_3/MnO]

5 Diskussion

Im Rahmen einer retrospektiven Betrachtung der Umweltbedingungen, und für die Rekonstruktion der holozänen Landschaftsentwicklung des oberen *Rio Guadalentín*, kommt den klimatischen, orographischen und antropogenen Steuergrößen eine entscheidende Bedeutung zu. Dazu zählen insbesondere Erosionsprozesse, die durch fließendes Wasser, Wind oder durch Gravitation ausgelöst werden. Der Mensch greift in dieses Prozessgeschehen ein und verändert durch seine wirtschaftende Tätigkeit die Pflanzenbedeckung, die Bodeneigenschaften (z.B. Bodenwasserhaushalt) sowie das Mikro- und Mesorelief und verstärkt oder vermindert damit die natürlichen Erosionsprozesse. Diese Steuergrößen sowie deren Wechselwirkungen sollen in den nachfolgenden Kapiteln bewertet und diskutiert werden, indem die Einflussfaktoren (Niederschlag, Temperatur, Verdunstung, hydrologische Eigenschaften, Morphometrie) zuerst Einzel und dann im interdependenten Prozeßgefüge betrachtet werden.

5.1 Niederschlag

Der Niederschlag wird, insbesondere in Trockengebieten, als die Quelle des Lebens bezeichnet. Deshalb kommt der zeitlichen und räumlichen Verteilung des Niederschlags sowie der teils extremen Variabilität und Intensität eine besondere Bedeutung zu. In den Teilkapiteln 4.1.1 bis 4.1.12 wurden die räumlichen und zeitlichen Eigenschaften der Niederschlagsintensität und –quantität sowie die Niederschlagsverteilung, auf der Basis der zur Verfügung stehenden Daten (vgl. Kapitel 3.1.1) ausgewertet und beschrieben. Durch die differenzierte Gegenüberstellung der Resultate der verschiedenen Auswerteverfahren (Summenbildung, SAI, räumliche Interpolation, orographische Differenzierung, Niederschlagsdichte, Größenfrequenzanalyse, hypothetische Niederschlags-Eintrittswahrscheinlichkeiten) wird eine detaillierte Beschreibung der rezenten und subrezent pluvio-klimatischen Steuergrößen für das Untersuchungsgebiet möglich.

Der Vergleich der Jahres-, Monats- und Tagesniederschlagssummen (vgl. Kapitel 4.1.1, 4.1.5, 4.1.8) zeigt eine hohe räumliche und zeitliche interannuelle und intraannuelle Variabilität der Niederschlagsereignisse. Die Jahresniederschlagssummen schwanken zwischen 115 mm und 983 mm, wobei die 30 jährigen Mittelwerte zwischen 281 mm und 426 mm betragen (vgl. Kapitel 4.1.1). Die für europäische Verhältnisse hohe Niederschlagsvariabilität in Südost-Spanien geht auf das klimatische Wechselspiel des subtropischen Einflusses im Sommer und der frontal-zyklonalen Prozesse der außertropischen Westwinddrift im Winter zurück (ROMERO ET AL. 1999, S. 765f). Besonders intensive Niederschlagsereignisse treten im Herbst auf, wenn die meteorologische Situation des *"la gota fría"* eintritt (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE 1999, S. 6; DE WIT 2001, S. 38). Ein Bodenhoch über Zentraleuropa und ein Tiefdruckgebiet über der Iberischen Halbinsel führen zu einer östlichen Windrichtung, die große Mengen Wasserdampf über dem warmen Mittelmeer aufnimmt. Diese Luftmassen treffen auf die entgegengerichtete kalte, großräumige Luftströmung über der Iberischen Halbinsel, was zu labiler Luftschichtung und heftigen, konvektiven Niederschlägen führt. Nach MEDIO AMBIENTE (1999, S. 12), dem spanischen Umweltamt, machen diese Niederschläge durchschnittlich 40 %, teilweise bis zu 70 % der Jahresniederschlagssumme aus und dominieren damit die Niederschlagscharakteristik im Untersuchungsgebiet.

Aus diesem Grund sind zur allgemeinen Kennzeichnung von Trockenzonen die interannuellen Schwankungen des Niederschlags und des Abflusses besser geeignet als die Höhe der Jahresniederschlagssummen, respektive des mittleren Abflusses, im statistischen langjährigen Mittel (GIESSNER 1988, S. 169ff). So wird nach GIESSNER die Sahelzone Westafrikas nicht mit bestimmten Grenzwerten des mittleren Jahresniederschlags, sondern anhand der mittleren Niederschlagsvariabilität (*relative Variabilität*) von 20 bis 30 % klimatisch definiert und abgegrenzt. Übertragen auf das Untersuchungsgebiet bedeutet dies, dass die berechneten Werte von rund 30 % (24.7 bis 36.5 %) an allen untersuchten Stationen, (vgl. Kapitel 4.1.1, Tabelle 10), durchaus mit den Angaben für Nordafrika zu vergleichen sind und des Weiteren weit über den mitteleuropäischen Werten liegen (Stuttgart 9 %, aus GEIGER 1970, S. 19; Trier-Petrisberg 11.9 %, ermittelt aus Monatssummen des DWD vom Jan. 1981 bis Dez. 2002, DWD-LINK 2003). Die größten mittleren prozentualen Abweichungen in Spanien von bis zu 41 % kommen nach GEIGER (1970, S. 19) im rund 50 km vom Untersuchungsgebiet entfernten, extrem trockenen Küstenabschnitt *Aguilas–Carboneras* vor. MORENO GARCIA & VIDE (1986) geben in einer vergleichenden Studie für Andalusien einen Wert von 42 % für *Málaga* an und postulieren neben einem allgemeinen West-Ost-Niederschlagsgradienten innerhalb der *Betischen Kordilliere*, einen gegenläufigen Trend der interannuellen relativen Variabilität.

Nebenstehende Abbildung 54 zeigt die relative Niederschlagsvariabilität in Abhängigkeit der mittleren Jahresniederschlagssumme für Nordafrika (BESLER 1992, S. 25) sowie für vier Klimastationen des Untersuchungsgebietes. Die für Südost-Spanien ermittelten Daten (vgl. Kapitel 4.1.1) passen sehr gut in diesen allgemeinen Zusammenhang und unterstreichen die hohe raum-zeitliche Niederschlagsvariabilität des Untersuchungsgebietes. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Klimastationen im Untersuchungsgebiet eine höhere relative Variabilität der Jahresniederschläge aufweisen als z.B. die am Südrand der Sahara gelegene nigerianische Stadt *Agadès*. Dies macht erneut deutlich, dass die Niederschläge im Einzugsgebiet des oberen *Río Guadalentín* sehr unregelmäßig fallen und damit die temporale Eintrittswahrscheinlichkeit von Niederschlägen gering ist. GEIGER postulierte (1970, S. 18f) für den gesamten südost-spanischen Raum, am Beispiel von *Murcia* (290 mm, mittlere Abweichung 32 %) und *Almería* (220 mm, mittlere Abweichung 20 %), dass die allgemeine Regel nicht gültig ist, dass bei abnehmenden Niederschlägen

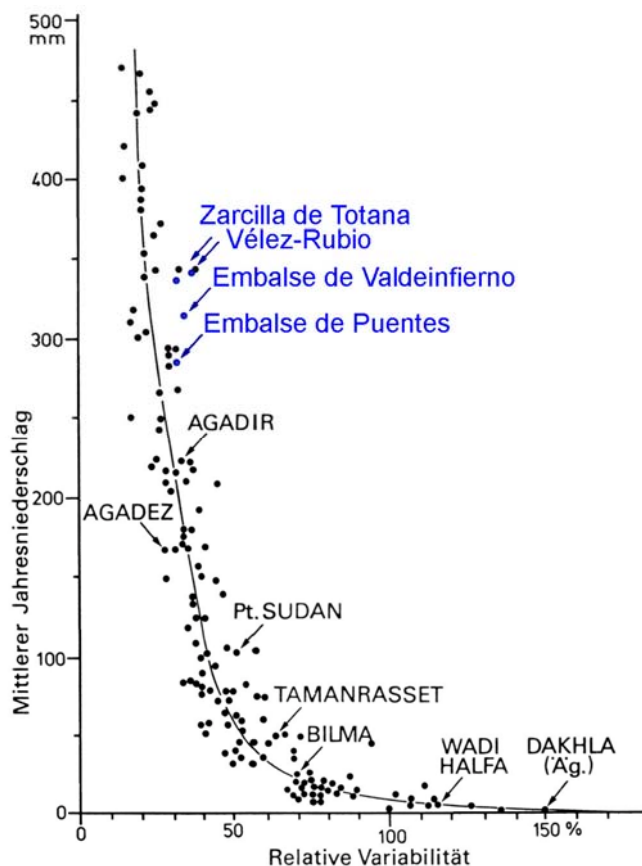


Abbildung 54 Relative Niederschlagsvariabilität in Nordafrika und SE-Spanien (verändert nach BESLER 1992, S. 25; vgl. Tabelle 10, Zeitraum 1961-1990)

diese auch unregelmäßiger fallen. Dies kann auf der Basis der regional begrenzt vorliegenden Ergebnisse (vgl. Kapitel 4.1.1; Tabelle 10) im Vergleich der Klimastationen im Untersuchungsgebiet bestätigt werden. Möglicherweise trifft dies auch für den gesamten südost-spanischen Raum zu. Der Grund für diese Tatsache liegt darin begründet, dass erhöhte Jahresniederschlagssummen (z.B. für *Vélez-Rubio*) durch intensive, unregelmäßige und raum-zeitlich komplex strukturierte Niederschlagscharakteristiken hervorgerufen werden. Dies wird durch erhöhte Streuungsmaße (vgl. Abbildung 29) deutlich, die für montane Stationen (z.B. *María*) nahezu das doppelte betragen, wie für Becken- und Tallagen (z.B. *Lorca*). Übertragen auf eine überregionale Betrachtung ist die Aussage von GEIGER jedoch abzulehnen, da aride Gebiete generell eine wesentlich höhere, humide Gebiete eine geringere relative Variabilität der Niederschlagssummen aufweisen (vgl. Abbildung 54; vorangegangene Ausführungen; BESLER 1992, S. 22ff).

Verschiedene Autoren vertreten die Ansicht, dass in Klimaten mit großen interannuellen Niederschlagsschwankungen, für die Niederschlagssummenbildung der Median (entspricht dem Wert, der in der Hälfte der Fälle überschritten wird) aussagekräftiger ist als der arithmetische Mittelwert (GEIGER 1970; KATZ & GLANTZ 1977, MAY 1988, SAUER 2002). Diese Ansicht beruht auf der Tatsache, dass hohe Tages- und Monatsniederschlagssummen stärker vom arithmetischen Mittel abweichen als niedrige Regenmengen. Demnach sind Tages- und Monatsniederschlagssummen aus langjährigen Messreihen nicht normalverteilt, sondern folgen einer positiv schiefen Verteilung, die durch den Median etwas besser repräsentiert werden. Für Jahresniederschlagssummen ist dieser Effekt jedoch vergleichsweise gering. MAY (1988, S. 18ff) beschreibt dies am Beispiel von neun andalusische Klimastationen und stellt fest, dass "die Medianwerte für Jahresniederschlagssummen etwas unter den arithmetischen Mittelwerten liegen, ... allerdings in relativ schwacher Form". Weiterhin führt er aus, dass diese Differenz mit der Entfernung zur Mittelmeerküste abnimmt (MAY 1988, S. 20). Aufgrund dieser Tatsache und aus Gründen der Vergleichbarkeit mit anderen Autoren und Ergebnissen des *Instituto Nacional de Meteorología* (INM), die sich auf arithmetische Mittelwerte der Monats- und Jahresniederschlagssummen stützten, wurden in dieser Arbeit ausschließlich arithmetische Mittelwerte der Niederschlagssummen (Jahr, Monat, Tag) angegeben.

Die langjährige Niederschlagsentwicklung im Untersuchungsgebiet wurde sowohl durch den Vergleich der Jahresniederschlagssummen als auch durch die Betrachtung der Änderung der einzelnen Monatsniederschlagssummen beschrieben (vgl. Kapitel 4.1). GOODESS & JONES postulieren 2003 (vgl. GOODESS & JONES 2002, S. 1593ff), dass "*over most of the Iberian Peninsula, the last 40 years has seen a trend towards more, but less wet rain days. However, in southeast Spain, the reverse has occurred, with more wet days with high precipitation amounts*". Diese Aussage, wird durch die in Kapitel 4.1.4 bis 4.1.7 beschriebenen Ergebnisse bestätigt, wenngleich der positive Trend der Anzahl der Niederschlagstage räumlich differenziert zu bewerten ist (vgl. Kapitel 4.1.7). So nimmt die Anzahl der Niederschlagstage im Zeitraum zwischen 1950 und 2000 für die Klimastationen am *Embalse de Valdeinfierno* und in *Zarcilla de Ramos* zu (vgl. Abbildung 35 und 36), für *María* und *Vélez-Rubio* hingegen ab (Zeitraum 1964 bis 2000). Unabhängig davon nimmt die Anzahl der Niederschlagstage > 20 mm im Untersuchungsgebiet in den letzten 30 Jahren zu (vgl. Kapitel 4.1.7).

Anhand des gleitenden 30 jährigen Mittels der Jahresniederschlagssummen ist an den zur Verfügung stehenden Klimastationen ein einheitlicher Trend zu höheren Jahresniederschlagssummen zu verzeichnen. Die deutlichste Änderung von +74 mm ergibt sich für die Klimastation in *Vélez-Rubio*, im Vergleich der Jahresniederschlagssummen für den 30 jährigen Bezugszeitraum 1961-1990 (338 mm) und 1971-2000 (412 mm) (vgl. Abbildung 31, Kapitel 4.1.4). Für die Klimastationen am *Embalse de Valdeinfierno* und *Embalse de Puentes* existieren Niederschlagsmessdaten von 1950 bis 2000, weshalb ein positiver Trend ebenfalls im Vergleich der 30 jährigen Mittel 1951-1980 und 1971-2000 nachgewiesen werden konnte (EMV_7198 = +39 mm; EMP_7205 = +13 mm). Mittels linearer Regressionsanalyse, zeigen sich diese Trends für den 40 jährigen Bezugszeitraum zwischen 1960 und 2000 noch deutlicher (Differenz zwischen den Werten der linearen Regression für 2000 und 1960: EMV_7198 = +93.2 mm; EMP_7205 = +16.1 mm; ZAR_7206 = +9.0 mm; VR_7189A = +234.1 mm; MAR_7194 = -9.4 mm).

Augenscheinlich ist die Zunahme der Jahresniederschlagssummen für *Vélez-Rubio*, die sich im Zeitraum zwischen 1960 und 2000 deutlich erhöht haben (lineare Regression: 1960 = 268.1 mm sowie 2000 = 502.2 mm). An der Klimastation am *Embalse de Valdeinfierno* ergibt sich eine Zunahme von 93.2 mm im gleichen Zeitraum, der ebenfalls durch das gleitende 30 jährige Mittel beschrieben wird. Moderate Zunahmen respektive schwache Abnahmen ergeben sich für die Klimastationen am *Embalse de Puentes*, in *María* und *Zarcilla de Totana* (vgl. Abbildungen 28 und 31). Insbesondere der Kurvenverlauf für *Zarcilla de Ramos* (vgl. Abbildung 31) wirft die Frage auf, ob der Anstieg zwischen den 30 jährigen Mittelwerten 1961-1990 und 1971-2000 auf eine Erhöhung der Niederschläge in den 80er und 90er Jahren zurückzuführen ist, oder ob die Ursache des Kurvenanstieg durch eine Trockenphase zwischen 1952 und 1970 (vgl. Abbildung 28, *Zarcilla de Ramos*) bedingt sein kann. Es ist unbestritten, dass im semi-ariden Untersuchungsgebiet die relative Variabilität der Niederschläge hoch ist. Aus diesem Grund wechseln sich relativ niederschlagsarme (100 mm bis 250 mm) und niederschlagsreiche (> 450 mm) Jahre ab. Dies ist insbesondere in Abbildung 28 für 8 ausgewählte Klimastationen dargestellt. Ein Indiz für eine signifikante Erhöhung der Jahresniederschlagssummen, als auch der Variabilität, insbesondere für die letzten 30 Jahre, ist durch die Zunahme der Extremwerte (> 2 s; s = Standardabweichung) gegeben. Beispiele hierfür sind die trockenen Jahre 1983 und 1995 sowie die extrem niederschlagsreichen Jahre 1989, 1992 und 1997 (1992 und 1997 nur für das nordöstliche Untersuchungsgebiet). Aus diesen Gründen ist anzunehmen dass sowohl die Zunahme der Niederschlagssummen als auch der Anzahl der Niederschlagstage nicht zufällig ist, sondern einen Trend für diese südost-spanische Region beschreibt. Es bleibt aber anzumerken, dass die positiven Trends maßgeblich durch das niederschlagsreiche Jahr 1989 bedingt werden, weshalb eine eindeutige Prognose, sowohl anhand der linearen Regression, als auch mittels des gleitenden Mittels fraglich erscheint.

Eine weitere Möglichkeit, die zeitliche Veränderung der annuellen Niederschlagssummen zu beschreiben, stellt der "*standardized anomaly indices*" (SAI) dar. Wie in Kapitel 4.1.4 beschrieben wurde, ist der Trend des SAI für die vier ausgewählten Klimastationen positiv (Ausnahme: ZAR_7206 für den Zeitraum 1950 bis 2000). Verglichen mit dem von PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 67), im Rahmen des europäischen MEDALUS Projektes publizierten SAI für das westliche Mittelerraneum ergibt sich eine deutliche Differenz (vgl. Abbildung 32 und 55). Der negative Trend

(vgl. Abbildung 55) beschreibt eine Abnahme der annualen Niederschlagssummen für die drei untersuchte Zonen (*southern (south of 38°N)*, *central (38°N to 42°N)* and *northern (42°N to 46°N) belts*) für die Jahre 1950 bis 1989.

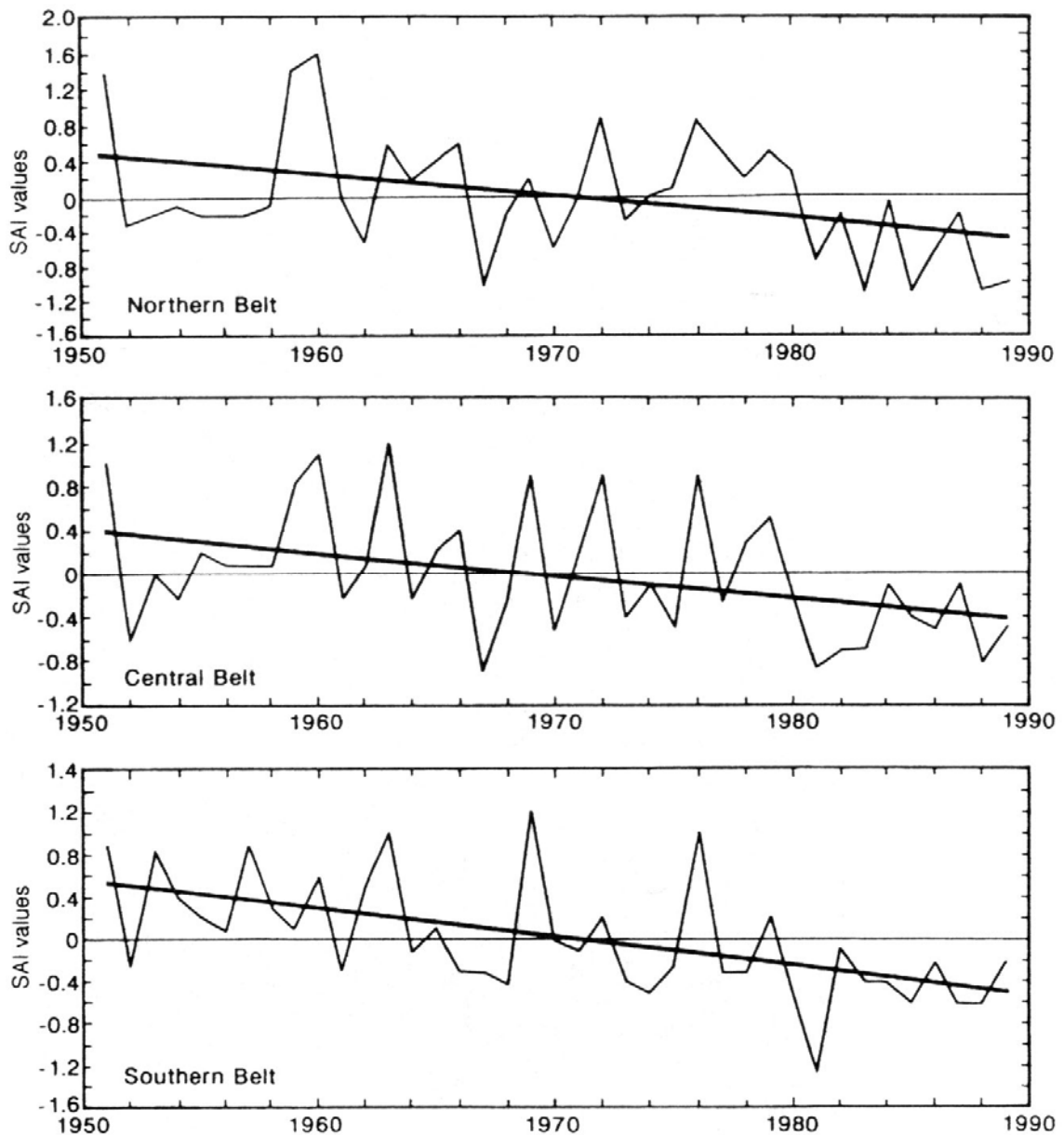


Abbildung 55 „Standardized anomaly indices of annual precipitation for the southern (south of 38°N), central (38°N to 42°N) and northern (42°N to 46°N) belts of the western Mediterranean, 1951 – 1989“; (Quelle: PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 67))

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen 37° und 38° nördlicher Breite (vgl. Kapitel 2.1) und befindet sich nach der Definition von PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 66f) im südlichen Gürtel (*southern belt*) des westlichen Mittelmeerraumes. Die berechneten SAI's der vier ausgesuchten Klimastationen des Untersuchungsgebietes (vgl. Kapitel 4.1.4) und der oben dargestellten, generalisier-

ten SAI's nach PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 67) zeigen einen inversen Trend. Während die Klimastationswerte im Untersuchungsgebiet eine Zunahme der Jahresniederschlagssummen im Zeitraum von 1950 bis 2000 (respektive 1951 bis 1989) verzeichnen, beschreibt der mittlere lineare Trend von 15 Klimastationen im gesamten westlichen Mittelmeerraum, südlich des 38. Breitengrades eine Abnahme der SAI-Werte um 0.027 yr^{-1} und damit einen Rückgang der annualen Niederschlagssummen. Es fällt auf, dass sich weder das regenreiche Jahr 1989, noch das niederschlagsarme Jahr 1970 (diese Aussage ist gültig ausschließlich für das Untersuchungsgebiet) in der Abbildung 55 widerspiegelt. Im Gegensatz zu den SAI Ergebnissen für das Einzugsgebiet des oberen *Río Guadalentín* (vgl. Abbildung 32; Zeitraum 1950-1989 = rote Regressionsgerade), wurden für die SAI Berechnung von PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 66f), portugiesische und spanische Klimastationen südlich von 38°N verwendet. Dies könnte ein Grund für die unterschiedlichen Trends sein, da GOODESS & JONES (2002, 2003) ebenfalls von einem Rückgang der annualen Niederschlagssummen für die Iberische Halbinsel, aber einer Erhöhung, ausschließlich für Südost-Spanien sprechen. Ein weiterer Grund könnte der Bezugszeitraum von 1950 bis 1989 sein, auf dem sich die Aussagen von PALUTIKOF ET AL. (1996) stützen, da die überdurchschnittlichen Jahresniederschlagssummen nach 1989 (vgl. Abbildung 28) in der Betrachtung fehlen.

Bezogen auf die verschiedenen Jahreszeiten ergibt sich ein differenziertes Bild. Wenngleich die Monate September bis November und Februar eine Zunahme der Monatsniederschlagssummen zeigen, ist der Trend für den Monat April negativ (vgl. Abbildung 33 und 34). Dies bedeutet, dass sich der annuelle Trend nicht in allen Jahreszeiten widerspiegelt, was auch von SUMNER ET AL. (2001, S. 219) für die Ost- und Südküste Spaniens allgemein bestätigt wird: *"In the south, the increase in seasonality is due to a greater concentration of precipitation during the cooler part of the year, so that the period January-March is becoming drier, but October-December, wetter. The overall cool season precipitation remains much as for the present, though some evidence for drying is indicated for Málaga, Jaén and Granada"* (SUMNER ET AL. 2001, S. 219). Resümierend kann festgehalten werden, dass für das Untersuchungsgebiet, im Vergleich mit der Iberischen Halbinsel ein gegenläufiger Trend bezüglich der Niederschlagssummen besteht, der vornehmlich durch eine Zunahme der herbstlichen, konvektionalen Niederschlagsereignisse in den letzten 20 bis 30 Jahren, für das Untersuchungsgebiet begründet wird.

Neben der Quantität ist insbesondere die Intensität der Niederschläge für landschaftsdegradierende Prozesse von großer Bedeutung. So können gleichmäßige Niederschläge geringer Intensität (2 bis 5 mm/h) beispielsweise eine Tagesniederschlagssumme von mehr als 40 mm bewirken, was nach der Starkniederschlagsdefinition (vgl. Kapitel 4.1.11 und SEUFFERT ET AL. 1988, S. 19) als Starkniederschlagsereignis einzuteilen ist. Die erosive Wirksamkeit für ein solches Ereignis wäre jedoch gering. Im Gegensatz dazu steht ein von GEIGER (1970, S. 31) beschriebenes Niederschlagsereignis vom 14. Oktober 1962 in *Murcia*, welches mit einer maximale Intensität von 120 mm/h, eine Tagesniederschlagssumme von 35.7 mm erzeugte. Bei einer durchschnittlichen Intensität von 70 mm/h würde sich eine effektive Niederschlagsdauer von rund 30 Minuten ergeben und die erosive Wirksamkeit wäre dabei sehr hoch. Der Vergleich dieser beiden Beispiele macht deutlich, dass die Tagesniederschlagssumme allein keine Aussagen über die Niederschlagsintensitäten respektive Erosionsgefährdungen zulässt (gültig für geringe bis mäßige Niederschlags-

ereignisse). Nach SEUFFERT ET AL. (1988, S. 26) erzeugen hingegen Tagesniederschlagssummen größer als 40 mm immer hohe (Oberflächen-) Abfluss- und Erosionsraten.

Für eine detaillierte Analyse zum Einfluss der Gewitterdauer und der Niederschlagsintensität auf die Abflusscharakteristik von hydrologischen Einzugsgebieten, bedarf es einer zeitlich hochaufgelösten Niederschlags-Messreihe (DIECKMANN ET AL. 1981, S. 219; DE WIT 2001, S. 92), die für diese Arbeit nicht zur Verfügung steht. Deshalb wurden, neben der Berechnung der Niederschlagsdichte (vgl. Kapitel 4.1.10) und der Charakterisierung von Starkniederschlagsereignissen, auf der Basis von Tagesniederschlagsdaten (vgl. Kapitel 4.1.11), Literaturstellen ausgewertet, die Informationen zur kurzzeitigen Niederschlagscharakteristik und daran gekoppelt zur Niederschlagsintensität für das Untersuchungsgebiet liefern (ALONSO-SARRIA & LOPEZ-BERMEDEZ 1994; BULL ET AL. 1999; DE WIT 2001). Da die Niederschlagsintensität auf der Basis von Tages- bzw. Monatsniederschlagssummen häufig unterschätzt wird, schlägt DE WIT (2001, S. 92) vor, die Niederschlagscharakteristik Ereignisbezogen auszuwerten. Dazu wurden von DE WIT im Zeitraum von Januar 1996 bis September 1998 im östlichen Untersuchungsgebiet (*Alqueria* und *Buitre* Einzugsgebiet) 23 Pluviographen und 2 sogenannte *tipping buckets* installiert, die sowohl die Niederschlagsdauer als auch die Niederschlagsmenge und somit die Niederschlagsintensitäten registrierten. Die Auswertungen ergaben, dass der Hauptanteil der Niederschlagsmenge innerhalb eines Zeitraums von 37 bis 46 Minuten fällt, was typisch für die semi-aride, mediterrane Niederschlagscharakteristik ist (DE WIT 2001, S. 92). Nachfolgendes Diagramm verdeutlicht diesen Sachverhalt (vgl. Abbildung 56).

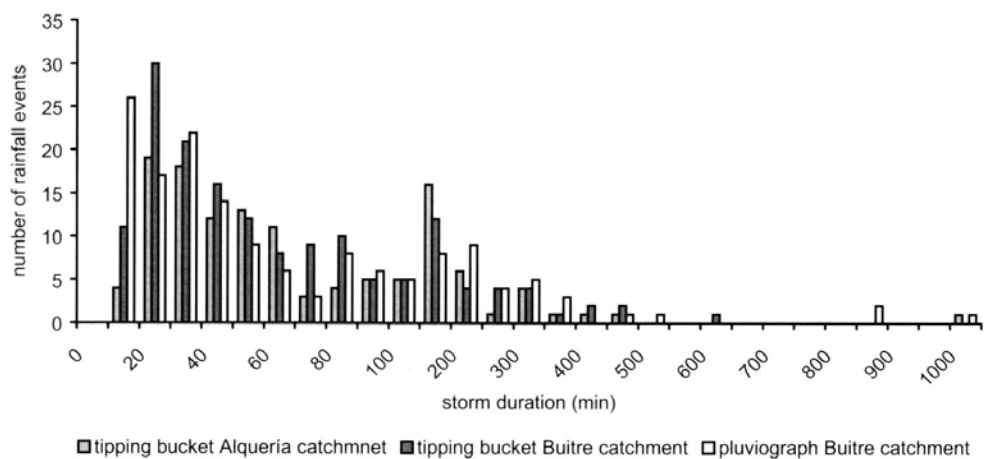


Abbildung 56 „Storm duration recorded during study period; 1995-1998, note the non-linearity of the x-axis“; Quelle: DE WIT 2001, S. 92

Um Niederschlagsintensitäten vergleichen zu können müssen diese auf einen Bezugszeitraum standardisiert werden. DE WIT (2001, S. 93) gibt dafür einen Zeitraum von 10 Minuten an, der ebenfalls Grundlage für die nachfolgende Abbildung 57 darstellt.

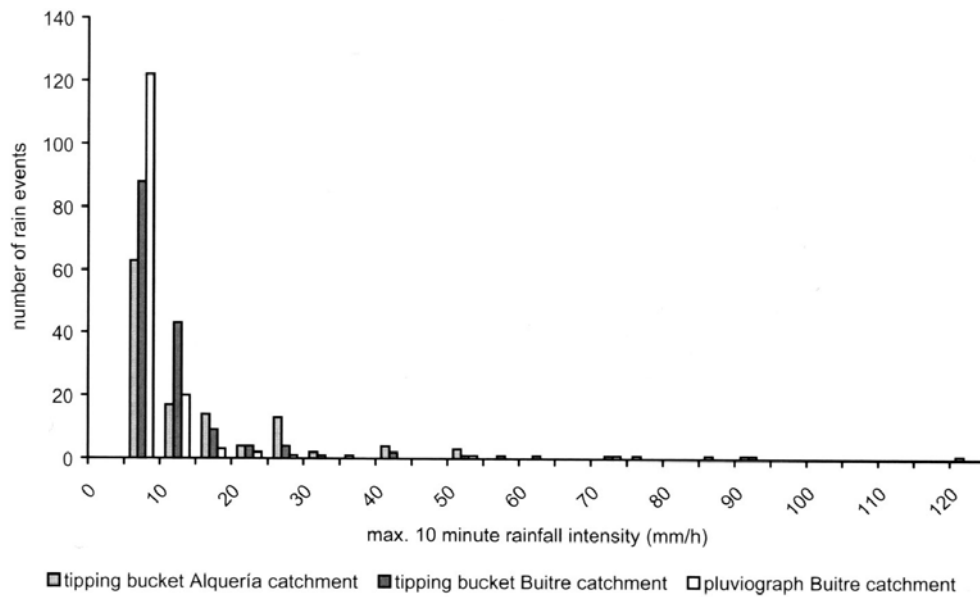


Abbildung 57 „Maximum rainfall intensity recorded during the study period“; Quelle: DE WIT 2001, S. 93

Aus den vorangegangenen Ausführungen wird deutlich, dass Niederschlagsereignisse im mediterranen Raum und insbesondere im Untersuchungsgebiet meist sehr intensiv und nur von kurzer Dauer sind (DE WIT 2001; IGN 1995; OBLÉD & TOURASSE 1994). Die Verwendung von Tagesniederschlagssummen zur Charakterisierung der Niederschlagsintensität führt häufig zu einer Unterschätzung der realen Niederschlagsintensitäten.

Die Niederschlagsdichte wurde aus langjährigen Messreihen berechnet und als gleitendes 30jähriges Mittel angegeben. Es muss betont werden, dass dieser Index nicht als absolutes Maß der Niederschlagsintensität dienen kann, denn die zugrundeliegenden Basisdaten beziehen sich nicht auf kontinuierliche Messungen, sondern auf bereits gemittelten Tageswerten. Des Weiteren werden durch die langjährige Mittelung intensive Starkniederschlagsereignisse, mit stark erosivem Charakter, mit "Nieselregen"-Ereignissen unterschiedlicher Dauer kombiniert, sodass der resultierende Mittelwert keine direkten Aussagen über Intensitäten von Einzelereignissen zulässt. So wirkt sich ein morphologisch prägendes starkerosives Niederschlagsereignis (z.B. 19. Oktober 1973 => vgl. Kapitel 4.1.11 => Starkniederschlagsereignisse) auf die langjährige Niederschlagsdichte nur unwesentlich aus. Die Berechnung der Niederschlagsdichte kann daher ausschließlich als Hilfsmittel und Approximation der Niederschlagsintensität angesehen werden, wenn Messungen hierzu fehlen (MAY 1988, S. 22ff; FRONTANA GONZALEZ, 1984)

Die steuernde Größe bei der phänologischen Entwicklung in Trockengebieten ist das pflanzenverfügbare Wasser und damit die Niederschlagsmenge, die Niederschlagsdauer, die Wiederkehrzeit von Niederschlagsereignissen und die Bodenfeuchte. Anders als in den mittleren und hohen Breiten, in denen die Vegetationsruhe durch Temperaturerniedrigung, Frost und vermindertem Strahlungsgenuss gesteuert werden, entscheidet die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser in Trockengebieten über aktive und passive Vegetationsphasen. Die längste Trockenperiode im Jahresverlauf tritt meist in den Sommermonaten auf (vgl. Abbildung 37), in denen gleichzeitig die

höchsten Temperaturen erreicht werden und somit thermische Gunst und hygrische Ungunst zeitgleich auftreten. Damit ist mit dem Beginn der sommerlichen Trockenzeit für die meisten Pflanzen und insbesondere für Kulturpflanzen im Trockenfeldbau das Ende der Wachstumsperiode erreicht. Aus diesem Grund wurden in Kapitel 4.1.9 der Zeitraum und die Andauer der sommerlichen Trockenperiode für die Jahre 1988 bis 1993 beschrieben. Die sommerliche Trockenheit dauert zwischen 40 und 150 Tage, beginnt ab Ende Mai und endet meist Ende September. In Ausnahmen wurden Trockenperioden von bis zu 188 Tagen registriert, die bis Dezember dauerten. Aus Abbildung 28 wird ersichtlich, dass die Niederschlagssummen im betrachteten Zeitraum (1988 bis 1993) eher überdurchschnittlich stark ausgeprägt waren. Aus diesem Grund ist anzunehmen, dass die sommerliche Trockenheit in Jahren mit geringen Niederschlagssummen noch länger ausgeprägt sein kann. Entscheidend für die Aussaat in Südost-Spanien sind im Trockenfeldbau der Zeitpunkt, die Andauer und die Intensität der herbstlichen Niederschläge. Treten Starkniederschlagsereignisse (> 40 mm) im Anschluss an die sommerliche Trockenzeit auf, so ist der ausgetrocknete, häufig mit einer karbonatischen Kruste überzogene Boden nicht in der Lage, diese Regenmenge aufzunehmen. Deshalb sind frühherbstliche Starkniederschlagsereignisse aufgrund des erhöhten Oberflächenabflusses besonders erosionswirksam. Zur Charakterisierung dieses interannuell variierenden Zustandes, wurde die Gesamtniederschlagssumme der 14 Tage nach Beendigung der Trockenzeit sowie die maximale Tagesniederschlagsmenge innerhalb dieses Zeitraums ermittelt. Aus Tabelle 15 wird ersichtlich, dass diese Werte sowohl räumlich (zwischen den Klimastationen) als auch zeitlich (Vergleich der 6 Jahre) stark variieren.

Des Weiteren wurden Starkniederschlagsereignisse (Tagesniederschlagssumme > 40 mm) ausgewertet. Im Untersuchungsgebiet treten solche Ereignisse durchschnittlich 1-mal im Jahr (0.4 bis 2.1; abhängig von der Klimastation und dem betrachteten Zeitraum) auf und können in der Tagessumme bis zu 216.2 mm Niederschlag aufweisen (vgl. Tabelle 19). Das niederschlagreichste und morphologisch wirksamste Ereignis im Einzugsgebiet des Oberen *Río Guadalentín* seit 1950, erfolgte im Zeitraum zwischen dem 17. und 20. Oktober 1973 und löste durch Überschwemmung und Abspülung, verheerende Schäden aus und kostete mehreren Personen das Leben (vgl. BULL ET AL. 1999, S. 1991). Die räumliche Niederschlagsverteilung ist in Karte 8 für die Tage 17. bis 19. Oktober 1973 dargestellt. Dabei wird die lokale Ausprägung solcher Starkniederschlagsereignisse deutlich, die in der Umgebung von *Vélez-Rubio* zu einer Niederschlagssumme von über 300 mm in drei Tagen führten (vgl. Tabelle 19). Dieser Wert übertrifft teilweise die mittleren Jahresniederschlagssummen im Untersuchungsgebiet (vgl. Abbildung 28).

Eine Möglichkeit, die Wiederkehrzeiten von spezifischen Tagesniederschlagssummen zu bestimmen, ist die Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes nach AHNERT (1982, 1986, 1996). Die Ergebnisse sind in Kapitel 4.1.12 (vgl. Tabelle 20 und Abbildung 40) dargestellt. Demnach tritt eine Tagesniederschlagssumme von 50 mm an den Klimastationen zwischen 0.5 und 10-mal im Jahr auf. Dies ist insbesondere vom Niederschlagsregime an der jeweiligen Klimastation sowie vom betrachteten Zeitraum abhängig. Der hypothetisch-statistische Wert ermöglicht die Charakterisierung des Niederschlagsregimes und erlaubt damit eine Abschätzung der potentiellen Erosionsgefährdung durch Wasser. Die beschriebenen Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes geben Schätzwerte für die statistisch basierten Wiederkehrzeiten von Niederschlagsereignissen.

eignissen, unabhängige vom jahreszeitlichen Einfluss, in Tagen bzw. Jahren wieder. Da die Niederschlagsverteilung im Jahresgang allerdings keineswegs gleichmäßig verteilt ist, sondern vielmehr eine zweigipflige Verteilung zeigt, wurden auf der Basis des GFI Eintrittswahrscheinlichkeiten für spezifische Niederschlagsereignisse auf Monatsbasis bestimmt. Mit zunehmenden Tagesniederschlagssummen wird die Differenz zwischen der jeweiligen Eintrittswahrscheinlichkeit im Sommer und Herbst größer. Die jeweilig höchste Eintrittswahrscheinlichkeit für eine spezifische Tagesniederschlagssumme (10 mm, 20 mm, 40 mm, 50 mm) ist im September gegeben. Die geringsten Werte treten im Sommer und Frühjahr auf. Die berechneten Eintrittswahrscheinlichkeiten (vgl. Kapitel 4.1.12) einer Tagesniederschlagssumme von 10 mm schwanken im Jahresverlauf zwischen 10 und 50 %. Mit steigender Niederschlagssumme geht die Eintrittswahrscheinlichkeit exponentiell zurück und beträgt in zunehmender Abhängigkeit der Jahreszeit, für eine Tagesniederschlagssumme von 50 mm deutlich unter 2.5 %.

In Verbindung mit den Ergebnissen der Größenfrequenzanalyse (vgl. Tabelle 20, Bezugszeitraum 1976 bis 1999) können die berechneten Wiederkehrzeiten jahreszeitlich eingeordnet werden. Eine Tagesniederschlagssumme von 50 mm hat an der Klimastation *VR_7189A* eine Wiederkehrzeit von einem Jahr, am *Embalse de Valdeinfierno* von 1.5 Jahren und am *Embalse de Puentes* von 3.1 Jahren (Basis: 1976 bis 1999, vgl. Tabelle 20). Die Wahrscheinlichkeit, dass ein solches Niederschlagsereignis im Herbst auftritt, ist um ein vielfaches höher als im Zeitraum März bis August bzw. November bis Januar. Dementsprechend kann die berechnete Wiederkehrzeit eines spezifischen Niederschlagsereignisses als Mittelwert angesehen werden, der sich aus unterschiedlichen Eintrittswahrscheinlichkeiten im Jahresverlauf herleitet. Daraus folgt, dass die Erosionsgefährdung durch eine tendenzielle Zunahme von Starkniederschlagsereignissen im Herbst deutlich erhöht ist.

5.2 Temperatur und Verdunstung

Die Ergebnisse für die Jahres- und Monatsmitteltemperaturen sind in Kapitel 4.1.13 und 4.1.14 beschrieben. In Abhängigkeit der Meereshöhe schwanken die Jahresmitteltemperaturen im Untersuchungsgebiet zwischen rund 12.3°C (*María*) und 18.5°C (*Lorca*), und können in der montanen Stufe aufgrund der Höhenlage auf Werte unter 10°C absinken (vgl. Karte 9). Der mittlere, vertikale feuchtadiabatische Temperaturgradient wurde auf der Basis von 6 Klimastationen mit 0.66 Kelvin/100 m berechnet ($r^2 = 0.7$, $\alpha < 0.01$) und entspricht damit Angaben aus der Literatur (ICONA 1992, S. 16; ICONA 1993, S. 15). Die Karte 9 zeigt die interpolierte räumliche Verbreitung der Jahresmitteltemperatur, die auf der Grundlage von 14 Klimastationswerten berechnet wurde. Die Orographie wurde bei der Interpolation (vgl. Kapitel 3.1.2), entsprechend dem oben angegebenen Temperaturgradienten sowie unter Verwendung eines Digitalen Höhenmodells berücksichtigt. Für eine jahreszeitliche Differenzierung sei auf Kapitel 4.1.14 (Abbildung 44) verwiesen.

Für die phänologische Entwicklung ist in mediterranen Klimaten, die zeitliche und räumliche Ausprägung der aktuellen und potentiellen Verdunstung wesentlich bedeutender als die Temperatur. Sie definiert in Abhängigkeit der Temperatur und dem Wasserdargebot maßgeblich die Wasser-
verfügbarkeit und damit die Wasserbilanz. Der Nutzen des Niederschlags wird für die Pflanze dadurch gemindert, dass die Evaporation unter den meist vorherrschenden Bedingungen hoher Sättigungsdefizite der Luft große Niederschlagsanteile sofort wieder aufzehrt, und zwar auch vom bereits in den Boden infiltrierten Wassers, soweit dieses über kapillare und gasförmige Wiederaufstiege zur Oberfläche zurückgeführt wird. Im Gegensatz zum Niederschlag ist die Verdunstung eine sehr komplexe Variable, die ihrerseits von anderen variablen Klimatelementen abhängt. Noch schwieriger als die Verdunstungsmessung gestaltet sich die Berechnung (BESLER 1992, S. 4f).

Für viele Trockengebiete ergeben Verdunstungsberechnungen nach THORNTHWAITE (1948) zu niedrige Werte (BESLER 1992, S. 6). PALUTIKOF ET AL. (1996, S. 77) sprechen von einem erheblichen Unterschätzungsbetrag bei der ETP-Berechnung nach THORNTHWAITE. Neueste Forschungsergebnisse von MARTÍNEZ COB (2002, S. 120ff) bestätigen, dass für den semiariden Raum um *Zaragoza*, die FAO Penman-Monteith-Methode 11.8%, Hargreaves 13.3% und Thornthwaite 29.9%, im Vergleich zu Lysimeter-Messungen unterschätzt. Diese Aussagen werden generell von weiteren Autoren bestätigt (EITZINGER ET AL. 1990, ALLEN ET AL. 1994, DROOGERS & ALLEN 2002, u.a.). Dabei führen DROOGERS & ALLEN (2002, S. 33) aus, dass die *Hargreaves Methode* trotz der häufig geringfügigen Unterschätzung, für die Berechnung der ETP unter semiariden Klimaverhältnissen auf Monatsbasis adäquat erscheint. Diese Über- bzw. Unterschätzung der ETP-Werte sind auf der Basis von *Hargreaves* kleiner als 10% (ALLEN ET AL. 1994, S. 1ff; MARTÍNEZ COB 2002, S. 117). Demnach können die Ergebnisse der Verdunstungsberechnung nach *Hargreaves* (teilweise auch HARGREAVES & SAMANI genannt: HARGREAVES & SAMANI 1982, 1985; HARGREAVES ET AL. 1985; HARGREAVES 1994) als repräsentativ angesehen werden (vgl. Kapitel 4.1.15). Die Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration schwanken für das Untersuchungsgebiet zwischen 1000 mm (*VR_7189A* für 1992) und 1430 mm (*LOR_7208* für 1993). Die mittleren ETP-Jahressummen für den Zeitraum von 1988 bis 1993 schwanken zwischen 1081 mm (*ZAR_7206*) und 1272 mm (*EMP_7205*). Verglichen mit den Werten aus der Literatur (CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA 1987, S. 118f) und aus der hydrologischen Modellierung (WASIM-ETH) ergeben sich Differenzbeträge von 150 mm bis

460 mm (15 % bis 40 % bezogen auf die Ergebnisse nach HARGREAVES & SAMANI), die durch die oben genannten Erläuterungen aus der Literatur erklärt werden können (BESLER 1992, EITZINGER ET AL. 1990, ALLEN ET AL. 1994, DROOGERS & ALLEN 2002, MARTÍNEZ COB 2002).

Im Vergleich zu den Jahresniederschlagssummen, die im Untersuchungsgebiet zwischen 240 mm (*Lorca*) und 420 mm (*María*) schwanken, erscheint die potentiellen Evapotranspiration mit Werten von über 1000 mm überraschend hoch. Dabei muss zusätzlich die hohe Variabilität der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsverteilung und der Niederschlagsintensitäten berücksichtigt werden (vgl. Kapitel 4.1 und 5.1). Ein hoher Anteil der Jahresniederschlagssumme wird durch wenige Starkniederschlagsereignisse verursacht, die in kurzen Zeiträumen hohe Abflussmengen erzeugen, und damit das Verhältnis von realer und potentieller Verdunstung weiter erhöhen können. Würde man anteilig, die für den lokalen Wasserhaushalt und für die Pflanzen wenig effektiven Starkniederschlagsereignisse von der Jahresniederschlagssumme abziehen, und die resultierende Niederschlagsmenge in Beziehung zur ETP setzen, würde eine gesteigerte Aridisierung erfolgen. Der Ariditätsindex (P/ETP), der die Aridität eines Gebietes charakterisiert, würde unter dieser Annahme weiter absinken (vgl. Karte 11). Dies würde eine potentielle Verschiebung der Ariditätsindizes, von semiariden zu ariden Klimaten nach sich ziehen. Die realen klimatischen Gegebenheiten bleiben von dieser Begriffsdefinition unberührt.

Des Weiteren ist in Karte 11 der Quotient des räumlichen Zusammenhangs zwischen dem mittleren annualen Gebietsniederschlag (1988 bis 1993, dargestellt in Karte 2) und der berechneten potentiellen Evapotranspiration (nach WENDLING) des gleichen Zeitraums dargestellt. Unter Berücksichtigung, dass die räumlich modellierten ETP-Werte (nach WENDLING) zwischen 20 und 30 % zu niedrig sind (vgl. die vorangegangenen Ausführungen), ergibt sich ebenfalls eine Abnahme des Ariditätsindizes (P/ETP).

Damit kann festgestellt werden, dass das Klima im Untersuchungsraum deutlich trockener ist, als häufig angenommen wird. Dies wird nicht ausschließlich durch die verbesserte und für Trockengebieten angepasste Verdunstungsberechnung begründet, sondern gleichermaßen mit der räumlich und vor allem zeitlich differenzierten Bewertung der regionalen Niederschlagsvariabilitäten und –intensitäten (vgl. Kapitel 4.1.1 und 4.1.10). Die prozentuale Abweichung der Niederschläge von den langjährigen Durchschnittswerten ist in Trockengebieten beträchtlich, und die Kombination von unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen mit gleichbleibend hoher potentieller Evapotranspiration führt zu hohen Wasserdefiziten (WAINWRIGHT ET AL. 1999, S. 79). Aus diesem Grund ist das Speichervermögen für pflanzenverfügbares Bodenwasser besonders in dieser semi-ariden Region bedeutsam, wo mehrwöchige niederschlagsfreie Zeiten zu überstehen sind (vgl. SCHULTZ 2000, S. 67). Damit rückt neben den klimatischen Voraussetzungen der Boden mit seinen Speichereigenschaften in den Mittelpunkt der Betrachtung. Detaillierte Ausführungen zur räumlichen und zeitlichen Humidität und Aridität finden sich in Kapitel 4.1.16.

5.3 Hydrologische Modellierung

In der Literatur besteht Konsens darüber, dass die räumliche Niederschlagsvariabilität bei der hydrologischen Modellierung zu berücksichtigen ist (BUTCHER & THORNES 1978; PILGRIM ET AL. 1988; WOOD ET AL. 1988; BLÖSCHL ET AL. 1995; Lopes 1996; SINGH 1997; DE WIT 2001, S. 89). Dies ist im hydrologischen Modell WaSiM-ETH durch die räumliche Interpolation auf der Basis von Tagesniederschlagssummen gegeben. Wie in Kapitel 4.1 und 5.1 ausgeführt wurde, charakterisieren Tagesniederschlagssummen jedoch nur bedingt die heterogene Verteilung von kleinräumigen Starkniederschlagsereignissen, mit zum Teil hohen Niederschlagsintensitäten. Aus diesem Grund ist mit einer Unterschätzung von Extremwerten, insbesondere für den Abfluss zu rechnen.

In einer vergleichenden Studie, die in räumlicher Nachbarschaft zum Untersuchungsgebiet (*Rambla de Torrealvilla* und *Rambla Nogalte*, vgl. Abbildung 7) durchgeführt wurde, beschreiben BULL ET AL. (1999, S. 204f), auf der Basis von hochaufgelösten Eingangsdaten, welchen Einfluss die räumliche Heterogenität der Niederschlagsmenge, -dauer und -intensität sowie die Geologie (Mergel bzw. Schiefer) und die Landnutzung auf den hydrologischen Gebietsabfluss haben. Darin werden für ein Ereignis im September 1997 für die *Rambla de Torrealvilla* maximale Niederschlagsintensitäten von 80 mm/h und für die *Rambla de Nogalte* 200 mm/h angegeben. Dabei zeigte sich, dass insbesondere die kleinräumige, zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschlagsintensitäten sowie der geologische Untergrund entscheidenden Einfluss auf das Abflussgeschehen in diesem semi-ariden Naturraum haben. Demnach sind hohe Abflussspenden am Auslass eines hydrologischen Einzugsgebietes häufig auf ein regional beschränktes, partielles Starkniederschlagsereignis zurückzuführen (DE WIT 2001, S. 20), bei dem der Abfluß, konstante Bodeneigenschaften und Landnutzungsverhältnissen vorausgesetzt, eine Funktion aus Dauer und Intensität des Starkniederschlagsereignisses sind (DE PLOEY ET AL. 1991; POESEN & HOOKE 1997).

Basierend auf den Ergebnissen der hydrologischen Modellierung mit WaSiM-ETH lassen sich generelle Aussagen bezüglich des Gebietsniederschlags, der potentiellen und realen Verdunstung sowie der Abflussspende, für das Untersuchungsgebiet bzw. für die Teileinzugsgebiete ableiten (vgl. Kapitel 4.2.4). Unter der Annahme eines geschlossenen hydrologischen Systems sowie unter Ausschluss einer Wasserentnahme für die Bewässerung, kann anhand der Modellierungsergebnisse eine vereinfachte Wasserhaushaltsbilanz aufgestellt werden. Der praktische Nutzen von vereinfachten Wasserhaushaltsbilanzierungen ist unbestritten (KUTÍLEK & NIELSEN 1994, S. 327ff), denn sie ermöglichen eine quantitative Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen trotz unvollständiger Datenlage (SEEGER 2001, S. 102), was in semi-ariden und ariden Räumen meist das Hauptproblem bei der hydrologischen Modellierung darstellt (PILGRIM ET AL. 1988, S. 379).

Für den Bezugszeitraum der hydrologischen Modellierung (1988 bis 1993) resultieren nach folgender Wasserhaushaltsgleichung (in Anlehnung an EHLERS 1996, S. 28):

$$P - ETR - Q_{ges} = \pm \Delta R \quad (\text{Gleichung 16})$$

mit:

P = Gebietsniederschlag [mm]

ETR = reale Evapotranspiration [mm]

(ETR = Evaporation (E) + Transpiration (T) + Interzeption (I))

Q_{ges} = Gesamtabflusspende [mm]

(Q_{ges} = Oberflächenabfluss (QD) + Zwischenabfluss (QIFL) + Basisabfluss (QBAS))

$\pm \Delta R$ = Änderung des im Boden/Anstehenden gespeicherten Wasservorrats mit (+) als Zunahme und (–) als Abnahme des Wassergehalts

nachfolgende Wasserhaushaltsgrößen:

$$432\text{ mm} - 376\text{ mm} - 32\text{ mm} = +24\text{ mm}$$

(Gleichung 17)

Diese Werte sind der hydrologischen Modellierung (WaSiM-ETH) entnommen, die auf der Basis von zeitlichen und räumlichen Eingangsdaten (Klima-, Boden-, Landnutzungs- und topographischen Daten) sowie modellinterner Annahmen (konstante Parameter und Zuordnungstabellen) berechnet wurden (vgl. Kapitel 3.3 und Tabelle T11 im Anhang). Dementsprechend müssen diese Werte als Größenordnungen verstanden werden und können in ihrer Genauigkeit nicht mit Meßwerten verglichen werden, wengleich das Modell mit gemessenen Klima- und Abflussdaten validiert wurde (vgl. Kapitel 4.1.2 und 4.2.4).

Der modellierte, mittlere Gebietsniederschlag (431.7 mm) verdunstet zu rund 87 % (ETR = 376.4 mm). Dieser vergleichsweise hohe ETR Wert resultiert aus den hohen Lufttemperaturen (Jahresmitteltemperatur in *María* = 12.3 °C (1190 m ü. NN) bzw. *Lorca* = 18.4 °C (330 m ü. NN), den häufigen Strahlungswetterlagen (vgl. GEIGER 1970, S. 33), den Windverhältnissen (vgl. MAY 1988, S. 58) sowie aus der reduzierten Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens (vgl. DE WIT 2001, S. 20f). Eine große Verhältniszahl zwischen ETR und Gebietsniederschlag ist ein Charakteristikum von semi-ariden Klimaten. Dabei muß berücksichtigt werden, dass die meisten Niederschlagsereignisse in Trockengebieten keinen, für den Gebietsauslass relevanten Abfluß generieren (DE WIT 2001, S. 49). Vielmehr entstehen nach geringen Niederschlagsmengen und –intensitäten, räumlich begrenzte Abflusspenden, die aufgrund der Infiltration und der realen Evapotranspiration den Vorfluter nicht erreichen (CAMMERAAT 2002 & 2004). Für zwei Untersuchungsflächen (*Buitre* und *Alquería* Einzugsgebiet) im östlichen Untersuchungsgebiet hat CAMMERAAT (2004, S. 17f) anhand von Pegelmessungen einen

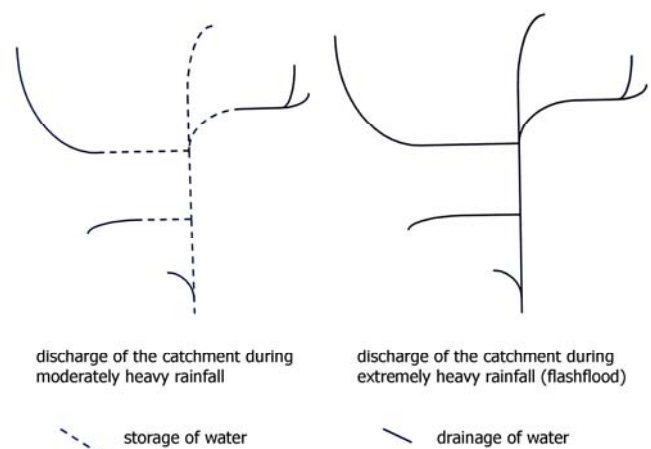


Abbildung 58 Schematische Darstellung des hydrologischen Netzwerks nachmäßigem und starkem Niederschlag (Zeichnung verändert nach DE WIT 2001, S. 50)

Schwellwert für die tägliche Niederschlagssumme zwischen 29 und 34 mm bzw. für die Niederschlagsintensitäten zwischen 8 und 23 mm/h postuliert, welcher nötig ist um einen durchgängigen Abfluss zu generieren. Abbildung 58 zeigt das Prinzip des "*partial area runoff*", schematisch für das zu Grunde gelegte, rund 14 km² große Teileinzugsgebiet nördlich von *Lorca*. Geringe bis mäßige Niederschläge von kurzer Dauer erzeugen nach DE WIT (2001, S. 50) keinen vernetzten Abfluß. Erst ab einem gewissen Schwellwert, der maßgeblich von den topographischen, edaphischen und geologischen Eigenschaften sowie dem lokalen Pflanzenbewuchs, der Bodenfeuchte und möglicher Terrassierungsmaßnahmen abhängig ist, kommt ein mit dem Vorfluter verbundener Abfluss zustande. Dies wird bei der Modellierung mit dem Modell WaSiM-ETH ansatzweise berücksichtigt, indem die raum-zeitlichen Veränderungen (z.B. Gebietsniederschlag, ETR, QD, Qges, etc.), in Abhängigkeit der zeitlichen Auflösung, durch ein Abflußrouting modifiziert werden. Dieses Abflussrouting basiert auf einer hydraulischen Berechnung der Fliesszeitsummen nach der *Manning-Strickler* Gleichung (SCHULLA & JASPER 2000, S. 27ff). Dadurch können geringe Abflussmengen eines Teileinzugsgebietes durch Versickerung und reale Verdunstung aufgebraucht werden, bevor sie den Vorfluter erreichen. Größere Abflussmengen werden in Abhängigkeit der Fliesszeitsummen (vgl. Karte 16) an die tiefer gelegenen Gebiete übergeben und stehen dort für Abfluß bzw. Infiltration und Verdunstung zur Verfügung.

Die gemittelte Abflussspende hat einen modellierten Wert von rund 32 mm pro Jahr (vgl. Gleichung 17), was einer mittleren Wassermenge von rund 161 Hm³ pro Tag bzw. 7.5 % des mittleren Gebietsniederschlags entspricht. Darin enthalten ist der gemittelte Anteil des Direktabflusses (Qdir), der rund 13.6 mm pro Jahr beträgt (vgl. Karte 21). Die Differenz zwischen der modellierten Abflussspende (32.2 mm/Jahr) und dem, auf Basis der berechneten Wassereinträge in den Stausee des *Embalse de Puentes*, postulierten hypotetischen Gesamtabfluss am Pegel in *Lorca* (16.6 mm/Jahr; vgl. Kapitel 4.2.4) beträgt rund 16 mm/Jahr. Dieser Differenzbetrag kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden.

Auf der einen Seite ist es denkbar, dass modellinterne Steuergrößen (z.B. Rezessionsparameter (m); Rückgangskonstante für den Direktabfluss (k_d) und den Zwischenabfluss (k_n); Korrekturfaktor der vertikalen Transmissivität (K_{kor})) bei der Modellkalibrierung nicht gut genug angepasst werden konnten, da diese Koeffizienten nur statisch und nicht dynamisch veränderbar sind. So werden verschiedene Konstanten bezüglich der Bodeneigenschaften (Wasserspeicherung, Infiltration, etc.), der Landnutzungsklassen, der phänologischen Entwicklung sowie Korrekturfaktoren für z.B. klima-bezogene Prozesse, in der Steuerdatei (vgl. Tabelle T11 im Anhang) statisch definiert und können im Modell entweder nicht, oder nur in Stufen (abhängig von der Jahreszeit) angepasst werden. Eine Änderung dieser Steuergrößen bewirkt eine potentielle Erhöhung bzw. Erniedrigung der Wasserhaushaltsgrößen (ETR, Q, ΔR). Ein weiteres Problem ist sicherlich die unterschiedliche Wasserdurchlässigkeit der Gesteine, die im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund stark variiert (SCHÜTT 2001, S. 27). Die jurassischen Kalke (vgl. Karte 1) der Deckenüberschiebungen haben aufgrund der starken Deformation und der nachfolgenden Verkarstung ein ausgeprägtes Kluftsystem und weisen damit eine mittlere bis hohe Permeabilität auf. Dagegen bilden die Anstehenden kretazischen Tone und Mergel im Untersuchungsgebiet grundwasserstauende Schichten aus (NAVARRO HERVÁS 1991, S. 84). Diese Eigenschaften werden in den räum-

lichen Bodendaten zwar berücksichtigt, es können aber weder geologische Kluftsysteme noch kleinräumige Änderungen der Versickerung berücksichtigt werden, weshalb es zu einer Über- bzw. Unterschätzung der Infiltration respektive der Abflusspenden kommen kann.

Auf der anderen Seite konnte die anthropogene Wasserentnahme für die Bewässerungssysteme, bei der hydrologischen Modellierung nicht berücksichtigt werden, da hierfür keine Daten zur Verfügung stehen. Dies gilt gleichermassen für den Einfluss der Staudämme (*Embalse de Valdeinfierno* und *Embalse de Puentes*), die nicht in die Modellierung integriert sind. Vielmehr wurde angenommen, dass der Abfluß ungestört im Gerinnebett bis zum Gebietsauslaß fließen kann. Die reale Verdunstung der künstlich angelegten Wasserflächen der Stauseen, als auch die Wasserentnahme für die Bewässerung konnten ebenfalls nicht in der hydrologischen Modellierung berücksichtigt werden, da hierfür keine Referenzdaten für die Modellkalibrierung vorliegen. Aus Geländebegehungen und aus unveröffentlichten Quellen (z.B. *CHS in Murcia, Medio Ambiente in Almería*) ist bekannt, dass im Untersuchungsgebiet sowohl Quellen gefasst wurden, als auch Abflüsse in Zwischenspeicher umgeleitet werden. Des Weiteren wird der *Embalse de Puentes* zur Wasserversorgung der umliegenden Region sowie der Stadt *Lorca* genutzt. Aus diesem Grund ist anzunehmen, dass ein Großteil der Differenz zwischen der modellierten Abflusspende und den Abfluss-Referenzdaten des *Embalse de Puentes* primär mit der Entnahme von Wasser, sowohl an den Staudämmen als auch an verschiedenen Stellen im Gerinnebett sowie durch die erhöhten Verdunstungswerte der künstlichen Wasserflächen zu erklären ist. So wird der Abfluss des perennierende *Rio Luchena*, anthropogen durch den geregelten Auslass am Staudamm des *Embalse de Valdeinfierno* gesteuert (vgl. Karte 4 und Foto 1, Seite 31). Der Flussabschnitt zwischen dem *Embalse de Puentes* und *Lorca* (*Rio Guadalentín*) weist meist keinen oder nur einen geringen Abfluss auf, da das Wasser vornehmlich zur Bewässerung umgeleitet wird. Da bei der Abschätzung von potentiellen Abflusswerten [m^3/s] in dieser Arbeit auf Tagessummen der Abflusspende zurückgegriffen werden muß, lassen sich temporäre Abflussmaxima nicht direkt quantifizieren. Um die jeweils charakteristische Abflussganglinie berücksichtigen zu können, wären Pegelmessdaten bzw. Modellergebnisse mit sehr kurzen Meß- bzw. Modellintervallen (Minuten bzw. 1 Std. - Schritte) nötig. Hierzu fehlen die notwendigen Eingangsdaten, weshalb in dieser Arbeit ausschließlich Tageswerte angegeben werden können. Der modellierte maximale Abflusswert von $1.05 \text{ m}^3/\text{s}$ (Maxima für den Zeitraum 1988 bis 1993 im EZG_03) für den 7. September 1989 beschreibt einen Mittelwert, der den Verlauf der Abflussganglinie während des Tages unberücksichtigt lässt. Da für dieses semi-aride Untersuchungsgebiet von einer

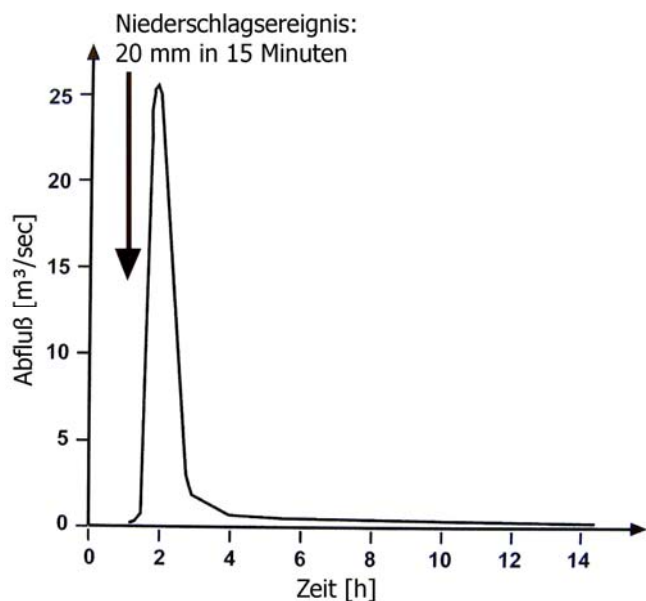


Abbildung 59 Abflussganglinie der *Rambla de Algeciras* am 28.11.1961 infolge eines Starkregens mit 20mm Niederschlag in 15 Minuten (Quelle: CHS; Zeichnung verändert nach GEIGER 1970, S. 102; aus SCHÜTT 2001, S. 27)

Abflussganglinie, vergleichbar mit Abbildung 59 ausgegangen werden kann, sind bei einem mittleren Tagesabfluss von $1.05 \text{ m}^3/\text{s}$, temporär wesentlich höhere Abflüsse aufgetreten. Um diesen Effekt zu verdeutlichen, wurden die Summen der täglichen Abflussspenden angepaßt. Hierzu wurde die Funktion der Tagesabflussspenden modifiziert (Q_{day}) und dem ursprünglichen Graph überlagert. Unter Berücksichtigung des Retentionsparameters (m), als Indikator für die Abflusscharakteristik des Untersuchungsgebietes wurde nicht die Quantität der Abflussmenge sondern ausschließlich das zeitliche Eintreten modifiziert (vgl. Abbildung 60). Eine absolute Quantifizierung ist aufgrund der Datenlage jedoch nicht möglich.

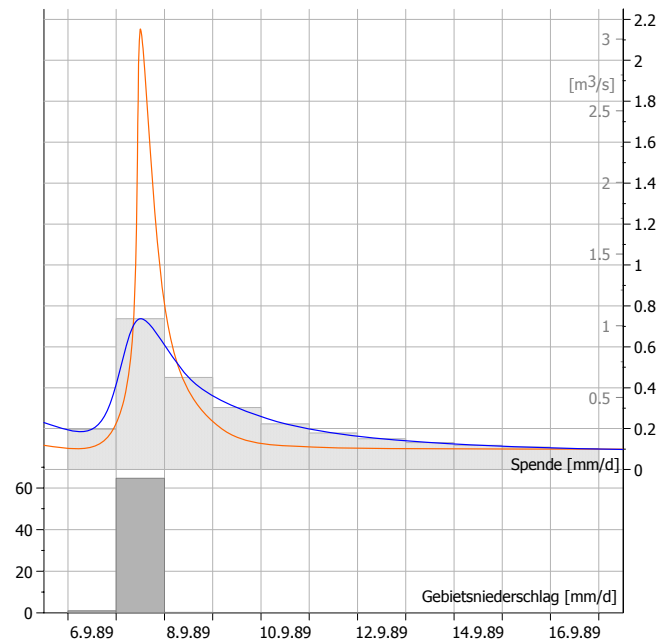


Abbildung 60 Gebietsniederschlag und Abflussspende für Teileinzugsgebiet 03 (blaue Linie) sowie hypothetischer Abfluss bei Verkürzung der zeitlichen Auflösung; eigene Berechnung und Darstellung

Nach SCHÜTT (2001, S. 27) kommen für den *Rio Caramel* (Pegel am *Embalse de Valdeinferno*, entspricht einem hydrologischem Einzugsgebiet von rund 429 km^2 (vgl. Tabelle 26))

maximale Abflussmengen von $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$ im Frühjahr und $1.1 \text{ m}^3/\text{s}$ im Herbst vor, wobei der mittlere Abfluß über das Jahr betrachtet $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ beträgt. Die modellierten Abflußwerte (vgl. Kapitel 4.2.4) für das Teileinzugsgebiet 3 (307 km^2) ergeben maximale Beträge von $1 \text{ m}^3/\text{s}$ und ein Jahresmittel von $0.14 \text{ m}^3/\text{s}$, was unter Berücksichtigung des kleineren hydrologischen Einzugsgebiets plausibel erscheint.

Ob die Modellergebnisse mit den realen Bedingungen übereinstimmen, und ab welchem Gebietsniederschlag ein durchgängiger Abfluß erfolgt, hängt von einer Vielzahl von Einflüssen ab. Neben den Gerinnebetteigenschaften, wie beispielsweise Neigung, Rauigkeit, Tiefe und Breite (SCHULLA & JASPER 2000, S. 26), die die Fließgeschwindigkeit beeinflussen (vgl. Kapitel 3.3.4; SCHULLA 1997, S. 69ff; SCHULLA & JASPER 2000, S. 26ff, POST 2002, S. 34ff), kommen den Bodeneigenschaften (Porenvolumen, Bodenfeuchte, Versickerung, etc.) und der zeitlichen Auflösung der Eingangs-Datensätze eine entscheidende Bedeutung zu. Eine qualitative Verbesserung der Modellergebnisse wäre durch eine kombinierte Erhebung von meteorologischen Daten sowie von Abflussdaten (auf der Basis von Minuten/Stunden) möglich, die im Idealfall für verschiedene Einzugsgebiete (z.B. *Rio Corneros*, *Rio Caramel*, *Rio Turilla*; vgl. Karte 4) durchgeführt werden müsste. Der Messzeitraum müsste die unterschiedlichen Niederschlagscharakteristiken (mind. ein Niederschlagsereignis $> 50 \text{ mm}/\text{Tag}$ sowie $> 20 \text{ mm}/\text{h}$) und die Jahreszeiten umfassen. Des Weiteren wäre eine raumzeitliche Quantifizierung der Grundwasserentnahme notwendig.

Ein generelles Problem der hydrologischen Modellierung ist die Tatsache, dass die Modelle meist für humide Klimate entwickelt wurden (vgl. Beven (2001), BEVEN & KIRKBY (1979), JENSEN & MANTA-

GLOU (1991), JUÁREZ (1991), KUCHMENT ET AL. (1996), SINGH (1995), SCHULLA (1997)). Deshalb ist die Modellanpassung an semi-aride Verhältnisse mit Schwierigkeiten behaftet. Dazu gehören Parameter wie der *Leaf-Area-Index* (LAI), die phänologische Entwicklung, die Einteilung von Landnutzungsklassen und der zugehörige Werte, die spezifischen Bodeneigenschaften wie der Bodenfeuchte und Bodenwasserstrom, mögliche Krustenbildungen sowie das Abflussverhalten in ephemeren Gerinnen (*Barancos, Ramblas*). Eine Änderung der Bodenparameter im Jahresverlauf ist beispielsweise mit WaSiM-ETH nicht möglich, da diese statisch definiert werden (vgl. Tabelle T11, im Anhang). Niedrige Kf-Werte beeinflussen maßgeblich den Oberflächenabfluss (vgl. Karte 18(2)), da die Infiltration gehemmt wird. Damit wird die Infiltrationskapazität bei Starkniederschlagsereignissen schnell überschritten. Das größte Problem bei der hydrologischen Modellierung ist nach PILGRIM ET AL. (1988, S. 379ff) jedoch die mangelnde Verfügbarkeit von adäquaten Eingangsdaten. In der vorliegenden Arbeit waren dies vornehmlich die fehlenden Winddaten sowie die unvollständigen Abflusswerte an den Pegelmeßstationen.

5.4 Erosion und Akkumulation

Bei einem auftretenden Niederschlagsereignis kommt es in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität, -quantität und -dauer, der Bodenbeschaffenheit, der Vegetationsbedeckung und nicht zuletzt durch die Reliefgeometrie zu Oberflächenabfluss. Dabei wird in Abhängigkeit der genannten Faktoren unterschiedlich viel oder wenig Bodenmaterial erodiert, transportiert oder akkumuliert. Das Relief ist hierbei eine entscheidende Steuergröße, da mit zunehmender Hangneigung und Hanglänge der Oberflächenabfluss und damit die Erosionsrate potentiell steigt. Die Hangform steuert, sowohl im Mikro- als auch im Mesorelief den divergierenden bzw. konvergierenden Oberflächenabfluss (vgl. Karte 12(3)) und wirkt damit entscheidend auf die Fliessakkumulation. Diese beschreibt die spezifische Einzugsgebietsfläche für jeden beliebigen Punkt (vgl. Karte 15) im hydrologischen Gesamteinzugsgebiet und definiert, unter Berücksichtigung der Bodeneigenschaften und Vegetationsbedeckung, indirekt die episodischen, periodischen und perennierenden Abflussbahnen. Damit ist die Fliessakkumulation ein Maß für die denudativen und linear wirksamen Erosionsprozesse und ermöglicht in Kombination mit dem Niederschlag eine erste Abschätzung des zu erwartenden Oberflächenabflusses und damit der Bodenerosion. Hierbei zu berücksichtigen sind abflussreduzierende Faktoren des oberflächennahen Untergrundes wie die Infiltrationsfähigkeit, Feuchtigkeit und Mächtigkeit des Solums sowie die Vegetationsbedeckung, die die Abflussgeschwindigkeit mindert und die Evapotranspiration erhöht. Bei flachgründigen, ausgetrockneten oder/und brachliegenden Flächen verringert sich sowohl die Wasseraufnahmekapazität des Bodens als auch die Evapotranspiration (RIES 2002; RIES & MARZOLFF 2003). Dadurch wird der Anteil der Niederschlagsmenge, der zu Oberflächenabfluss führt, erhöht, was in den meisten Fällen Bodenerosion zur Folge hat.

Wie in Kapitel 4.1.11 und 5.1 ausgeführt wurde, ist die Erosionsgefährdung durch die Zunahme von Starkniederschlagsereignisse im Herbst deutlich erhöht. Da zu diesem Zeitpunkt die Ernte bereits erfolgt und die Bodenoberfläche vornehmlich brach liegt, ist die Erosionsgefährdung zusätzlich gesteigert. Zum einen ist der potentielle Oberflächenabfluß durch die ausgetrocknete, verdichtete und teilweise verkrustete Bodenoberfläche erhöht, zum anderen werden die Ackerflächen vor dem Einsetzen der ersten spätsommerlichen Niederschlagsereignisse gepflügt um die Infiltrationsfähigkeit der Böden zu erhöhen (vgl. Foto 3).

Bei einem Starkniederschlagsereignis kommt es dann auf den ausgetrockneten und verkrusteten Böden zu verstärktem Oberflächenabfluss, der in den Tiefenlinien zu linearer Erosion führt (vgl. Foto 3 und F6, im Anhang). In den bereits gepflügten Arealen ist die Infiltrationskapazität zwar verbessert, das Solum wird jedoch leichter erodiert. Um den direkten Oberflächenabfluß zu mindern und die Infiltration zu erhöhen, werden traditionell Ackerterrassen angelegt, die den Oberflächenabfluß unterbrechen und die Infiltration steigern. Teilweise wird auf flacher geneig-



Foto 3

Ackerflächen in der *Cañada Hermosa*; Vordergrund: abgeerntetes Getreidefeld; Hintergrund: frisch gepflügter Acker (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)

tem Gelände (<5° Hangneigung), höhenlinienparallel gepflügt (vgl. Foto 3), um ebenfalls den Oberflächenabfluß zu unterbrechen und die Infiltrationskapazität zu erhöhen. Dies ist notwendig, da die Wasserleitfähigkeit von stark ausgetrockneten Böden nur 1/60 bis 1/120 gegenüber feuchten Oberflächen beträgt (BESLER 1992, S. 28). Nach ergiebigen Niederschlägen wiederum, werden die agraren Nutzflächen gewalzt um den Verlust von Bodenwasser durch Verdunstung zu minimieren.

Die Hanglänge ist bei der Abschätzung und Berechnung der Bodenerosion ein entscheidender Faktor. Sie ist definiert durch die Distanz zwischen dem Ursprungspunkt des Oberflächenabflusses und dem Vorfluter oder einer ausreichenden Veränderung der Hangneigung, sodass transportiertes Material akkumuliert (WISCHMEIER & SMITH 1978, S. 14). Natürliche oder anthropogenen Hindernissen (z.B. Strassen, Wege, Gräben) unterbrechen ebenfalls den Abfluss und damit die Hanglänge. MOORE & BURCH (1986, S. 1298) haben gezeigt, dass der empirisch ermittelte LS-Faktor der USLE-Gleichung durch den physikalisch generierten LS-Faktor (vgl. Kapitel 3.2.2 und 4.2.1 sowie Karte 14) ersetzt werden kann, respektive äquivalent zu sehen ist. Dieser dimensionslose Index kann als Indikator für die Transportkapazität von Sedimenten bei Oberflächenabfluss verwendet werden (MOORE ET AL. 1993, S. 165) und ist somit ein Maß für Erosions- und Akkumulationsprozesse (MOORE & WILSON 1992, S. 423ff). Ohne die Möglichkeit der Quantifizierung respektive Verifizierung ist die Beschreibung von potentiellen Erosions- und Akkumulationsraten jedoch schwierig.

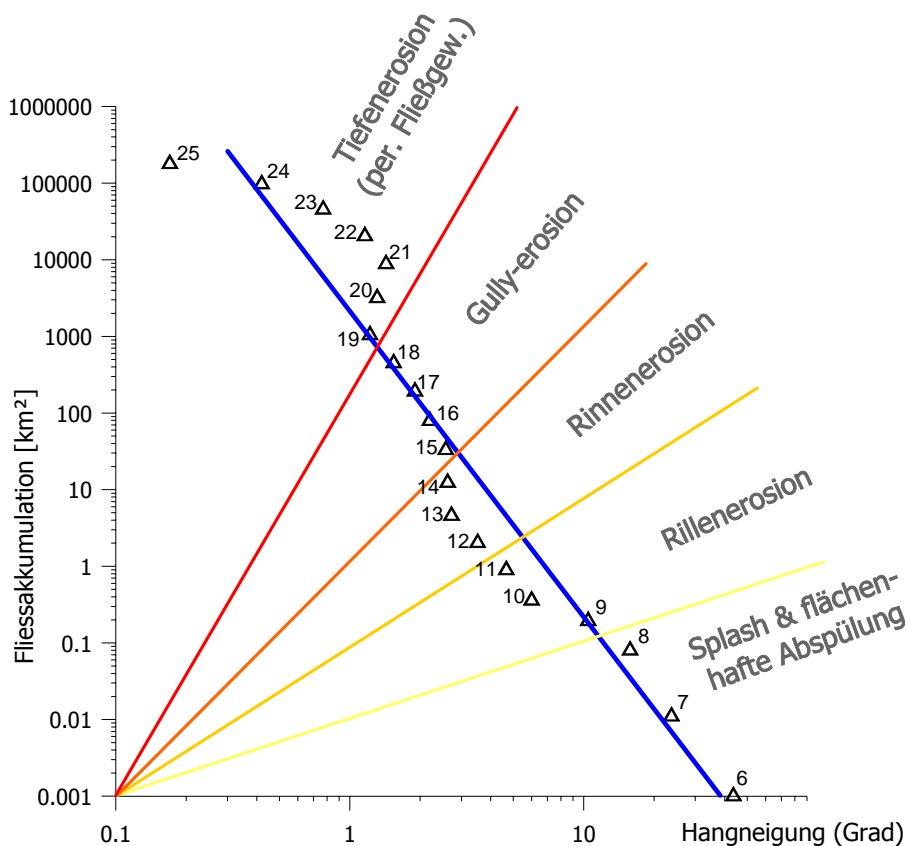
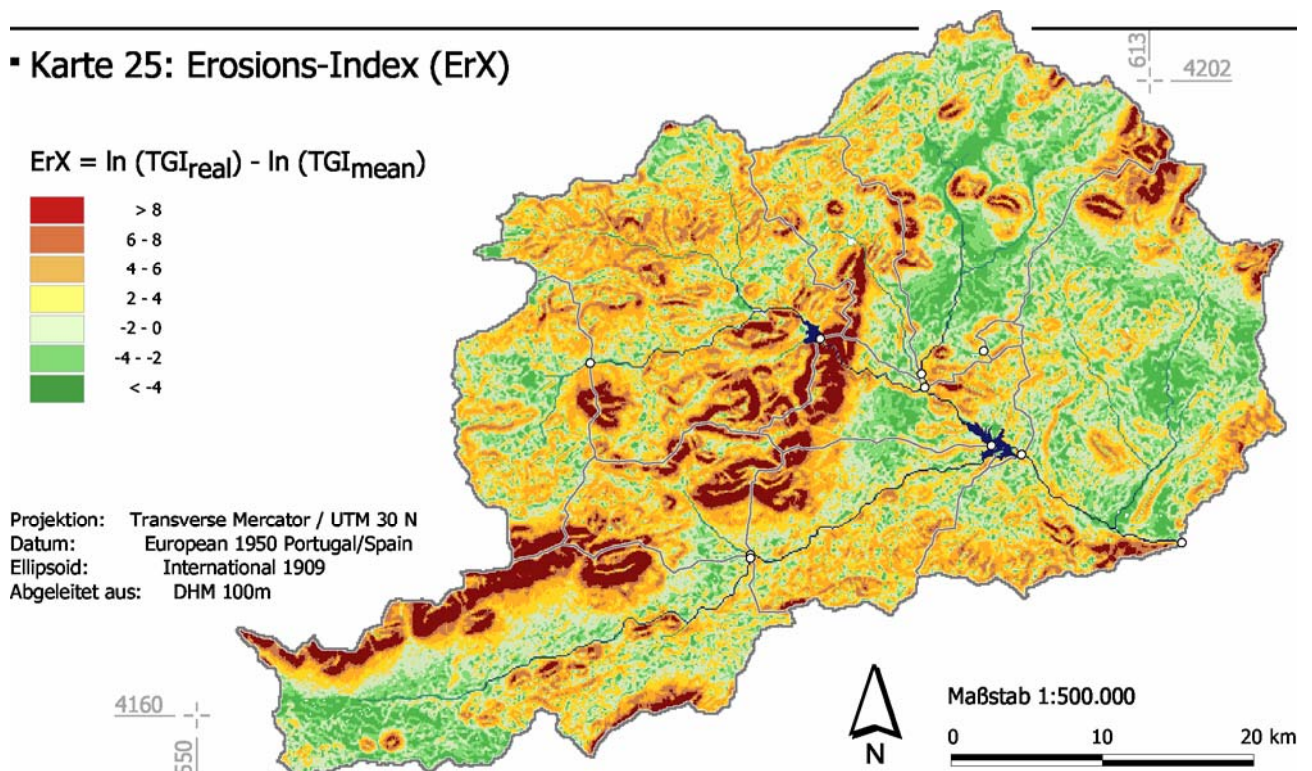


Abbildung 61 Topographischer Index für das hydrologische Einzugsgebiet des *Río Guadalentín* (Südost-Spanien) als Funktion der Hangneigung (x) und der Fließakkumulation (y) nach: $\ln(y) = -4.0 * \ln(x) + 7.67$

Die Ergebnisse in Kapitel 4.2.1 sind als Indikatoren zu verstehen, da sowohl der TGI als auch der LS-Faktor Bereiche differenziert, in denen aufgrund ihrer Reliefeigenschaften mit geringen, mittleren oder hohen Bodenerosionsraten zu rechnen ist. Abbildung 61 zeigt dies für den TGI, der durch die Kombination von Hangneigung und Fließakkumulation Geländeeigenschaften hinsichtlich ihrer Erosionsgefährdung beschreibt. Kuppenlagen mit geringen Fließakkumulationen und hohen Hangneigungen werden durch niedrige TGI-Werte (6 bis 8) charakterisiert, die vorwiegend durch flächenhafte Abspülung gefährdet werden. Mit zunehmender Fließakkumulation steigen die TGI-Werte an und damit auch die Gefahr der linearen Erosion (Rillen- und Rinnenerosion). Durch die Konvergenz des fließenden Wassers und mit Abnahme der Hangneigung in Unterhangbereichen nimmt die lineare Erosion weiter zu, womit es verstärkt zur Gully-Erosion kommen kann (vgl. Foto F6, im Anhang). Diese ephemeren Abflussbahnen sind nur episodisch wasserführend, zählen jedoch bereits zum charakteristischen Flussnetz eines semi-ariden Gebietes. Mit zunehmender Fließakkumulation gehen die Hangneigungen sowohl im Gerinnebett als auch in den benachbarten Hangbereichen weiter zurück (durchschnittlich $< 3^\circ$), wodurch die TGI-Werte weiter erhöht werden. In diesem Bereich geht der episodisch/periodische Abfluss in einen perennierenden Abfluss über (vgl. Karten 13 und 15), der regionalen und zeitlichen Schwankungen unterliegt.

Für eine inhaltliche Bewertung des TGI im Untersuchungsgebiet, wurde die Differenz des jeweils berechneten TGI-Wertes zu der logarithmischen Ausgleichsfunktion ($\{\ln(y) = -4.0 * \ln(x) + 7.67\}$, vgl. Abbildung 61) gebildet, die den mittleren TGI für das Untersuchungsgebiet repräsentiert. Nachfolgend ist diese Differenz in Karte 25 räumlich dargestellt.

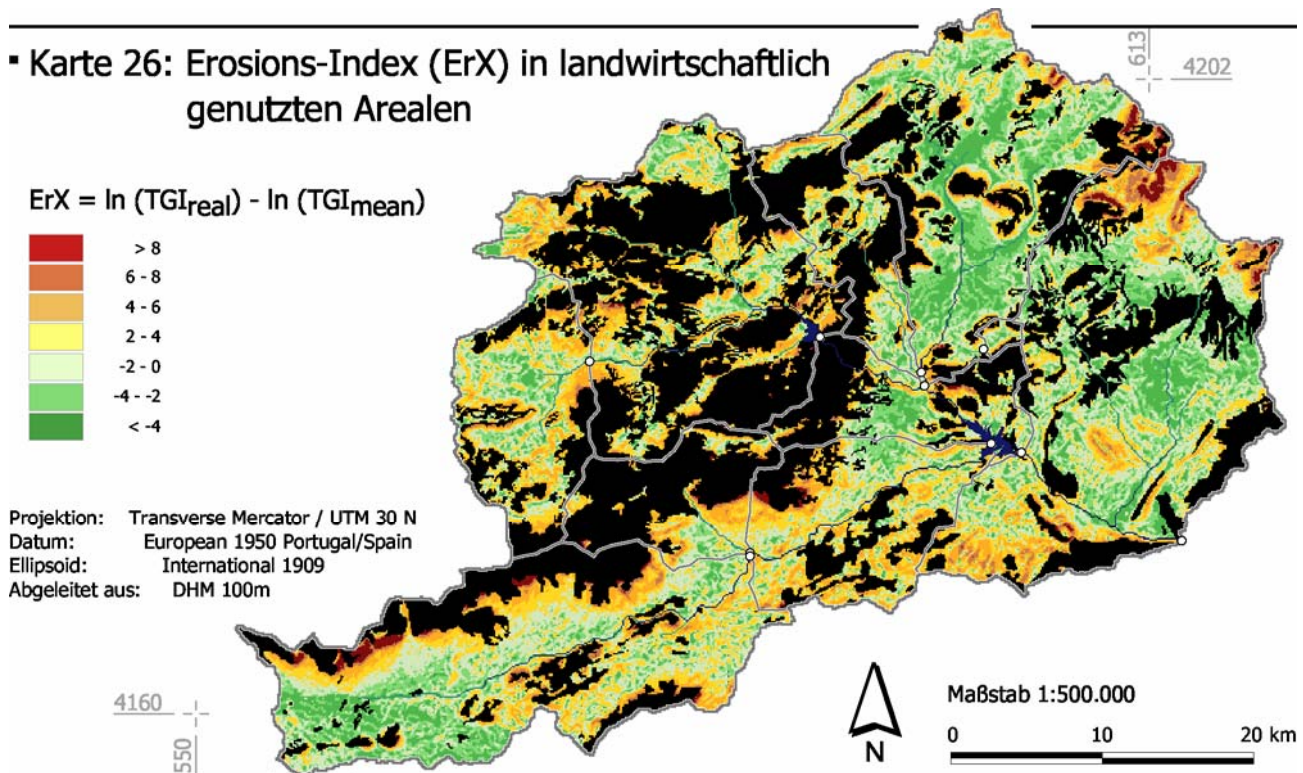
▪ Karte 25: Erosions-Index (ErX)



Positive Werte (rot dargestellt) charakterisieren Bereiche, die überdurchschnittlich hohe TGI-Werte und damit erhöhte Hangneigungs- und/oder Fließakkumulationswerte aufweisen. Diese Areale können als besonders erosionsgefährdet eingestuft werden, da entweder verstärkt Gravitationspro-

zesse auftreteten oder erhöhte Mengen an Oberflächenwasser zu erwarten sind. Negative Werte (grün dargestellt) beschreiben Gebiete, in denen unterdurchschnittliche Fließakkumulationswerte im Verhältnis zur vorherrschenden Hangneigung anzutreffen sind. Dies ist insbesondere in den intramontanen Becken- und Tallagen der Fall, wobei die Barrancos, Ramblas und Flusstäler mit der hier vorherrschenden Tiefenerosion ausgenommen sind. Der dimensionslose Index erlaubt keine quantitative Erfassung der Erosionsgefährdung.

▪ Karte 26: Erosions-Index (ErX) in landwirtschaftlich genutzten Arealen



Werden ausschliesslich die landwirtschaftlich genutzten Areale betrachtet, so ergibt sich ein differenziertes Bild. Eine erhöhte Erosionsgefährdung ist im nordöstlichen Untersuchungsgebiet (*Sierra de Cambron*) sowie im südlichen Bereich (*Sierra de la Torrecilla*) gegeben. Des Weiteren treten potentiell durch Erosion gefährdete Bereiche an der Südabdachung der Sierren auf. Es fällt auf, dass insbesondere die Randbereiche der landwirtschaftlich genutzten Areale ein erhöhtes Erosionsrisiko aufweisen, was auf eine Ausweitung der ackerbaulichen Nutzfläche schließen lässt. Diese Areale (Hangneigung > 7°) sind besonders erosionsgefährdet, wenn Schutzmaßnahmen, wie beispielsweise Terrassierungen fehlen. Im Untersuchungsgebiet kommen Anbauflächen für Getreide bis rund 20°, für Misch- und Baumkulturen teilweise bis 30° Hangneigung vor (vgl. Abbildung 47, Kapitel 4.2.1 sowie Foto F7 und F8, im Anhang). Weide- und Buschland (Espartizal und Matorral) treten vergesellschaftet vorwiegend an den Hangbereichen der Hügelketten und Sierren auf und werden durch rund 10° bis 35° steiles Gelände charakterisiert. Durch Viehtritt und Verbiss wird dieser Übergangsbereich teilweise stark geschädigt, da der Unterwuchs durch die Beweidung leidet. Dadurch sind insbesondere die Weideflächen in der submontanen und montanen Stufe durch verstärkte Erosionsgefährdung betroffen.

5.5 Holozäne Entwicklung

Basierend auf den vorliegenden Resultaten (Kapitel 4) sowie unter Berücksichtigung der vorangegangenen Bewertung der klimatologischen, hydrologischen und pedologischen Ergebnisse (Kapitel 5), soll unter Berücksichtigung der zur Verfügung stehenden Literatur, nachfolgend die holozäne Klima- und Landschaftsentwicklung diskutiert und bewertet werden.

Die maximal-eiszeitliche Temperaturabsenkung des letzten Hochglazials dürfte für den südeuropäischen Raum zwischen 5 °C bis 9 °C betragen haben (KAISER 1969, S. 11). Von vereinzelt Hochgebirgsvergletscherungen (in den Pyrenäen und Sierra Nevada) abgesehen, haben die größtenteils eisfreien Arealen auf der Iberischen Halbinsel, infolge der Verschiebung der atmosphärischen Zirkulation höhere Niederschläge als heute erhalten, und eine subarktische bis gemäßigte Steppen- und Tundravegetation aufgewiesen (FONT TULLOT 1988, S. 40ff; LANG 1994, S. 123ff). Im Spätglazial und Früh-Holozän gingen die Gebirgsvergletscherungen auf der Iberischen Halbinsel rasch zurück und es erfolgte aufgrund der Temperaturzunahme eine Ausbreitung der *Artemisia*-Steppen nach Norden, die mit vereinzelt *Pinus* und thermophilen sommergrünen und immergrünen *Quercus*-Arten bestanden waren (PONS & REILLE 1988, S. 245f; LANG 1994, S.123f). Die pollenanalytischen Untersuchungen der jungpleistozän - holozänen Ablagerungen aus Padul (Granada) von PONS & REILLE (1988) markieren eine der detailliertesten palynologischen und klimageschichtlichen Auswertungen des Spätglazials und des Holozäns in Süd-Spanien.

Auf der Basis von lakustrinen Sedimenten des westlichen Mediterraneums postulieren JULIÁ ET AL. (1994), dass "drastische Trockenphasen während des Holozäns" stattgefunden haben und eine Unterscheidung in natürlich klimatische und anthropogene Veränderungen nur schwer möglich ist (JULIÁ ET AL. 1994, S. 81ff). SCHÜTT (1998a, 1998b, 2000) und SCHÜTT & BAUMHAUER (1996, 1999) machen auf der Basis geochemischer und mineralogischer Untersuchungen von Playasedimenten in Nord- und Zentralspanien Aussagen zu den vorzeitlichen Umweltbedingungen respektive der holozänen Klimaentwicklung. Ergebnisse dieser Untersuchungen von Sedimenten im zentralen Ebrobecken zeigen, dass sich die Umweltbedingungen während des Holozäns von eher feuchten zu den rezent eher trockenen Klimabedingungen gewandelt haben und subrezent von einer semihumiden Phase unterbrochen wurden (SCHÜTT & BAUMHAUER 1996, S. 33 & 41). Diese Aussagen decken sich weitestgehend mit den Ergebnissen von FONT TULLOT (1988), der die klimatischen Charakteristika einzelner holozäner Phasen ausführlich beschreibt. Danach werden für das Boreal und Subboreal extremere Temperaturschwankungen und unregelmäßige Niederschlagsverteilungen sowie ein verminderter Einfluss zyklonaler Niederschläge angenommen (vgl. KUHN ET AL. 1997, S. 123).

Während des Atlantikum wurde es zunehmend wärmer und trockener, jedoch wuchs der Einfluss atlantischer Tiefdruckgebiete, welche ausgedehnte Waldgesellschaften in heute semi-ariden Arealen der Iberischen Halbinsel geschaffen haben. Morphologische Formen als Zeugnis holozäner Landschaftsentwicklung wurden von FAUST (1995, 1997) sowohl in der *Campiña* (Niederandalusien, Spanien), als auch bei *Calasparra* (Provinz *Murcia*) untersucht. Dabei werden, neben der Analyse der Böden und deren Verbreitung, der rezente Formenschatz sowie ausgewählte Erosionsmerkmale als Indikatoren einer holozänen Landschaftsgeschichte interpretiert, die nach FAUST (1995, S. 154) in vornehmlich anthropogen bedingte, morphodynamische Aktivitätsphasen gegliedert wer-

den können, die "teilweise schwach klimatisch unterstützt wurden". Andere Autoren (ROHDENBURG 1970; ROHDENBURG & SABELBERG 1972, 1973; LANG 1994; FUHRMANN 1999) weisen hingegen insbesondere für das Frühholozän auf einen dominierenden klimatischen Einfluss hin, der sich sowohl bei der Vegetationsentwicklung als auch bei den morphodynamischen Aktivitäts- bzw. Stabilitätszeiten widerspiegelt. Nach ROHDENBURG & SABELBERG (1973, S. 75f) ist das Holozän als stratigraphischer Abschnitt zu verstehen, der unter natürlichen Bedingungen überwiegend durch morphodynamische Stabilität mit intensiver Bodenbildung gekennzeichnet war, da die Niederschlagsverteilung, selbst in den trockenen Gebieten Spaniens, eine an Holzpflanzen reiche Vegetationsgesellschaft mit ausreichendem Bodenschutz begünstigte. Innerhalb möglicher subrezenter Phasen mit verstärkter Abtragung, die nach ROHDENBURG & SABELBERG (1973, S. 75f) klimatisch oder durch Überlagerung klimatischer und anthropogener Einflüsse bedingt waren, wurde die postpleistozäne Bodendecke zum Teil erheblich geschädigt. Erst durch die anthropogen bedingte Vegetationszerstörung durch Viehhaltung und Ackerbau, wurde das Solum des holozänen Bodens weitgehend oder vollständig abgetragen und vermittelt dadurch den Eindruck einer ausgeprägten morphodynamischen Aktivitätsphase (vgl. ROHDENBURG & SABELBERG 1973, S. 75f). Der klassische Pluvialbegriff muss nach ROHDENBURG (1970, S. 81) aufgegeben werden, da insbesondere in Trockengebieten eine vorzeitig gesteigerte (oft aber nur andersartige) Wasserwirkung zusammengefasst worden ist, ohne zwischen einer Verbesserung des Bodenwasserhaushaltes einerseits und einer Steigerung der Morphodynamik, durch wesentlich verstärkten Oberflächenabfluss, andererseits zu unterscheiden. Nach SCHULZ (1993, S. 124) ist die heutige Gestalt der andalusischen Küste eine Folge einer Umweltkatastrophe zur Zeit des ausgehenden Mittelalters und zu Beginn der Neuzeit, als großräumig im Hinterland die Böden der Erosion preisgegeben wurden (vgl. MACPHAIL 1992, S. 212). Dabei gelangten in nur 100 bis 200 Jahren oft wesentlich mehr als 10 bis 20 m mächtige Sedimente, bestehend aus umgelagerten Böden, in die Talauen und Mündungsbereiche der Flüsse.

Nach SCHÜTT (2006) sind die MgO/CaO-Verhältniszahlen in Sedimenten ein Maß für die vorzeitlichen Umweltbedingungen. Niedrige MgO/CaO-Verhältnisse resultieren aus vergleichsweise trockenen Umweltbedingungen mit schwachen Niederschlagsereignissen. Die oberflächennahe und kurzzeitige Durchfeuchtung des Bodens bewirkt, dass vornehmlich Magnesiumverbindungen aus den Carbonaten gelöst und abgeführt werden. Hohe MgO/CaO-Verhältnisse resultieren demgegenüber aus Umweltbedingungen, bei denen die Böden länger durchfeuchtet wurden. Dabei werden verstärkt Calcium-Verbindungen aus den Carbonaten gelöst, was zu einer Erhöhung der MgO/CaO Verhältniszahlen führt (SCHÜTT 2006). Vergleichbar sind die Verhältniszahlen zwischen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ sowie $\text{SiO}_2/(\text{CaO}+\text{MgO})$ zu sehen, da Eisen und Kieselsäure unter neutralen Bedingungen im oxidierenden Milieu nahezu immobil sind (MATHES & PEKDEGER 1980; SCHUMACHER 1983; SCHÜTT 2004a).

Übertragen auf das Untersuchungsgebiet lassen sich die vorangegangenen Aussagen anhand der Stratigraphie und Zeitstellung der Sedimentaufschlüsse folgendermaßen beschreiben und bewerten (vgl. Abbildung 62). Die Verhältniszahlen (MgO/CaO ; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$; $\text{SiO}_2/(\text{CaO}+\text{MgO})$) zeigen für das Spätglazial geringe Werte, was auf relativ trockene Umweltbedingungen schließen lässt. Ein Anstieg der Werte, und damit einhergehend feuchtere Umweltbedingungen, lassen sich für das Präboreal

ableiten. Dieser Zustand dauert mit kurzzeitigen Unterbrechungen bis ins späte Subboreal an, wo ein markanter Rückgang der Verhältniszahlen zu verzeichnen ist. Die Aridisierungstendenz des Subatlantikums deckt sich mit den Aussagen von SCHÜTT (2006) für die Untersuchungen in der *Cañada Hermosa*. Basierend auf den Verhältniszahlen der fluvialen Sedimente (Aufschluss 04, vgl. Kapitel 4.3.1), erfolgte die feuchteste Phase im Übergang zwischen Atlantikum und Subboreal und fällt damit mit dem Beginn des kontinuierlichen Ackerbaus in der Antike (SCHÜTT 2006) zusammen.

Der Anstieg der organischen Kohlenstoffkonzentration (C_{org}) des Feinmaterials deckt sich ebenfalls mit dem Beginn der postulierten ackerbaulichen Nutzung im Untersuchungsgebiet vor rund 4.500 Jahren BP. Berücksichtigt werden muß jedoch, dass die abnehmenden C_{org} -Konzentrationen vom Hangenden zum Liegenden im Sediment eine Folge des frühdiagenetischen Abbaus des organischen Kohlenstoffes sein können. Dieser Abbau erfolgte im semi-ariden Klima des Untersuchungsgebietes vornehmlich unter aeroben Verhältnissen (SCHÜTT 2006). Erhöhte Konzentrationen organischen Kohlenstoffs können jedoch auch eine Folge von erhöhten Sedimentationsraten sein, die bei jüngsten Sedimenten als verstärkter Eintrag organischer Substanz infolge von Bodenerosion zu sehen sind (PICKUP & CHEWINGS 1998; SCHÜTT 2006). Demnach können die erhöhten organischen Kohlenstoffwerte in den obersten 3 m des Aufschlusses 04 auf einen anthropogenen Einfluss hindeuten, der durch die Verhältniszahlen (MgO/CaO ; Fe_2O_3/MnO ; $SiO_2/(CaO+MgO)$) sowie durch die Altersdatierungen gestützt wird.

In diesem Zusammenhang ist es entscheidend, inwieweit eine zeitlich homogene Sedimentation erfolgte. Dies kann aufgrund der vorliegenden Ergebnisse (vgl. Kapitel 4.3) nicht zweifelsfrei beantwortet werden. Auf der Grundlage der Stratigraphie der Sedimente ist es jedoch möglich, dass der nahegelegene Vorfluter (*Rio Caramel*) neben fluvialen Sedimenten auch ausreichend erosive Wassermengen zur Verfügung stellte, die eine episodische Kappung der Sedimente wahrscheinlich macht. Im Gegensatz zu jahreszeitlich geschichteten Sedimenten (limnische Ablagerungen), die einen großen Vorteil gegenüber anderen Ablagerungen besitzen, da die interne Chronologie, die über warvierte Sedimente aufgestellt werden kann, eine Datierung in Kalenderjahren ermöglicht (vgl. Zolitschka 1998, S. 157), basieren die vorliegenden Ergebnisse ausschließlich auf fluvialen Sedimenten (vgl. Kapitel 4.3) im Einzugsgebiet des *Rio Caramel*. Nimmt man eine partielle Erosion der Sedimente, insbesondere im Zusammenhang mit der Akkumulation der grobklastischen Schichten an (vgl. Kapitel 4.3.1 und 4.3.3), so würde die zeitliche Abfolge der Sedimentschichten nicht linear sondern sprunghaft erfolgen. Denkbar wäre auch eine inverse zeitliche Abfolge, bei der ältere Sedimente durch Erosionsprozesse umgelagert, und so über jüngeren Sedimenten zu liegen kommen, was für den Aufschluss 01 der Fall zu sein scheint (vgl. Kapitel 4.3.2). Basierend auf den Datierungen der Aufschlüsse 04 und 05 ist dies jedoch für diese unmittelbar angrenzenden Bereich unwahrscheinlich. Als wahrscheinlich wird hingegen die rezente Kappung des Profils durch aktuelle landwirtschaftlich Nutzung angesehen. Rezente und subrezente Bodenerosionsprozesse konnten in räumlicher Nachbarschaft zum Aufschluss 04 und 05 beobachtet werden (vgl. Foto F1 und F4, im Anhang) und zeigen sich durch die Bildung der Aufschlüsse selbst.

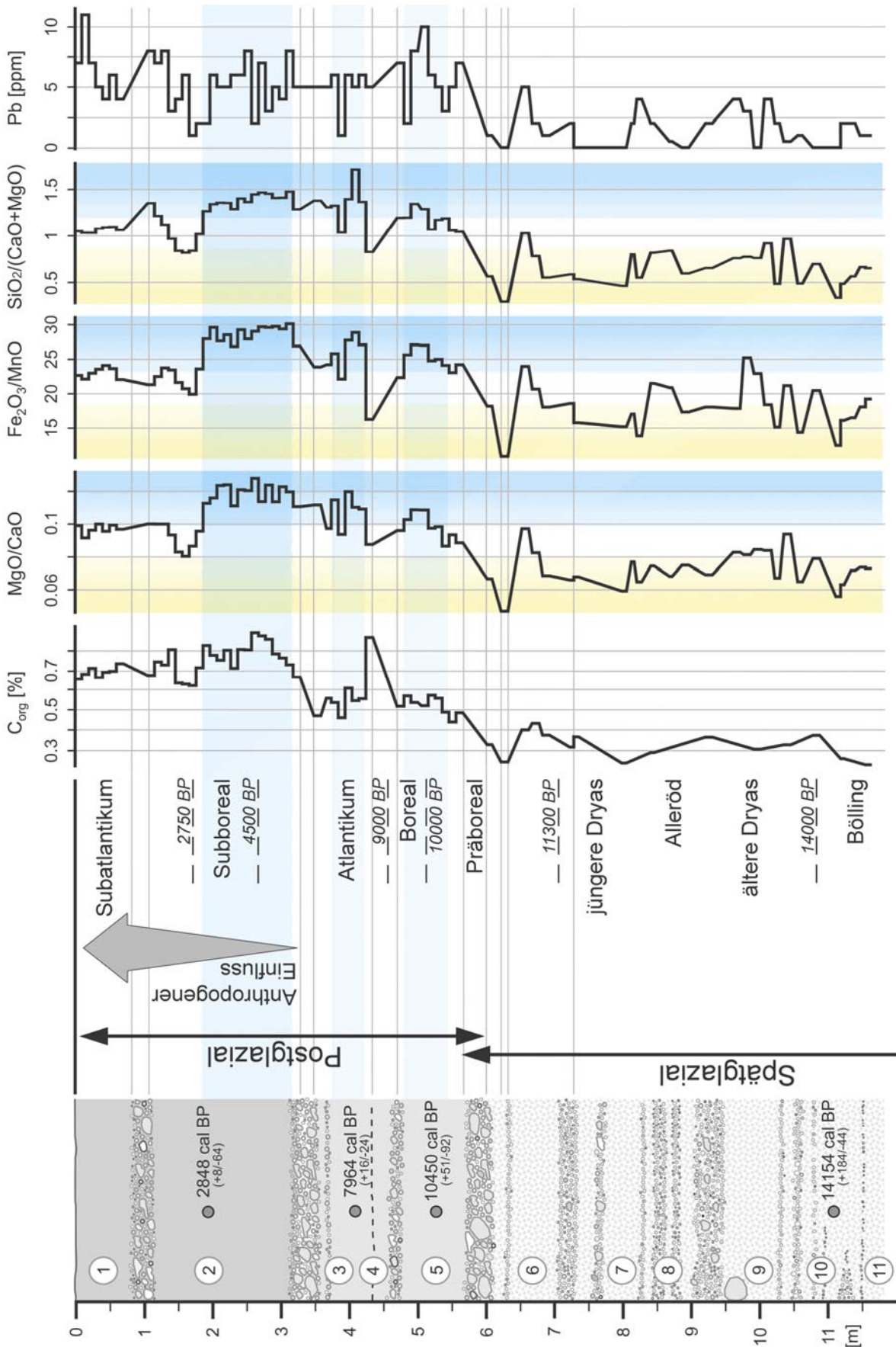


Abbildung 62

Aufschluss 04 - Stratigraphie, Datierungen, zeitliche holozäne Einteilung, Gehalte an organischem Kohlenstoff [Gew.-% C_{org}], Verhältniszahlen [MgO/CaO; Fe₂O₃/MnO; SiO₂/(CaO+MgO)] sowie Bleikonzentration [ppm]; schematische Gliederung in feuchte (blau) und trockene (gelb) Zeiträume

Um mögliche Änderungen des Wasserhaushalts, als Ursache von veränderter Landbedeckung respektive Landnutzung beschreiben zu können, wurden Szenarien unter Verwendung des angepassten hydrologischen Modells gerechnet (vgl. Kapitel 4.2.5). Die ausschließliche Modifikation der Landnutzung im hydrologischen Modell führte zu veränderten Abfluss- und Bodenfeuchtwerten (vgl. Kapitel 4.2.5). Insbesondere für das Szenario „potentielle natürliche Vegetation“ ergaben sich Änderungen in der Jahressumme des gemittelten Direktabflusses, was durch die erhöhte Transpiration der Pflanzen und vegetationsbedingte Minderung des Direktabflusses erklärt werden kann. Die Abnahme der Bodenfeuchte und die Zunahme der potentiellen Evapotranspiration unter Wald sind im gleichen Kontext zu sehen.

Die Änderungen für das Szenario 2 (intensivierte Landnutzung) sind insgesamt geringer, da das Untersuchungsgebiet bereits intensiv landwirtschaftlich genutzt wird, und lediglich 40.2 % der Gesamtfläche modifiziert wurden (vgl. Kapitel 4.2.5). Des Weiteren erscheint ein Großteil der Änderungen der jeweiligen Landnutzungsklassen nicht bedeutend, da die Klassen „Wintergetreide“, „Blattfrüchte“ oder „Mischkulturen“ keine signifikante Änderung der Parameter erwarten lassen. Lediglich bei der Änderung der Klasse „Wald“ in „Matoral“ oder agrare Nutzung, bzw. „Matoral“ in „Halbwüstenvegetation“ ergeben sich in Karte 21, 22 und 23 deutliche Änderungen (vgl. Karten 21 bis 23, Tabelle 9, Kapitel 3.3.5).

Die vorgestellten Szenarien (potentiell natürliche Vegetation, intensiviert Landwirtschaft) werden ausschließlich von der veränderten Landnutzung bestimmt. Im Sinne einer faktoriellen Differenzierung der holozänen Entwicklung wäre eine weitere Unterscheidung der Eingangsparameter (Klima, Boden, Terrassierung) sinnvoll, insbesondere was den Niederschlag, die Temperatur und die Bodenparameter betrifft. Dafür müssten repräsentative Zeitscheiben definiert werden, für die die jeweiligen Eingangsdaten räumlich differenziert vorliegen. Dies ist jedoch für einen vergleichsweise kleinen Ausschnitt, wie dem vorliegenden Untersuchungsgebiet schwierig, da die Bestimmung der Eingangsparameter nur vereinzelt und punktuell über die Interpretation der Aufschlüsse erfolgen kann. Unter Verwendung von ausreichend vielen und repräsentativen Aufnahmepunkten wäre eine überregionale Betrachtung mit dem vorgestellten Ansatz denkbar.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die faktorielle Differenzierung und Bewertung der klimatologischen, orographischen und anthropogenen Einflussparameter ermöglichte eine Charakterisierung der holozänen Landschaftsentwicklung des 1830 km² großen hydrologischen Einzugsgebietes des oberen *Río Guadalentín*. Dafür wurden unterschiedliche Einflussfaktoren beschrieben und deren interdependentes Wirkungsgefüge abgeleitet. Dies erfolgte durch die Analyse des rezenten und subrezentem Regionalklimas, anhand eines an die semi-ariden Bedingungen angepassten Wasserhaushaltsmodells sowie durch die Einbeziehung von stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen an Sedimentaufschlüssen, die eine Interpretation der regionalen holozänen Klima- und Umweltgeschichte ermöglicht. Basierend auf den in den Ergebniskapiteln vorgestellten Resultaten können nachfolgende Schlussfolgerungen gemacht werden:

Die zeitliche und räumliche Verteilung der Niederschläge ist für den Wasserhaushalt von semi-ariden Klimate entscheidend. Dabei kommt der teilweise extremen pluvio-klimatischen Variabilität und Intensität eine besondere Bedeutung zu. Um eine Vergleichsbasis für die holozänen Klimabedingungen zu erhalten, wurde das Klima der letzten 50 Jahre im Hinblick auf subrezente Änderungen analysiert. Die differenzierte Gegenüberstellung der Resultate der verschiedenen Auswertungsverfahren hat gezeigt, dass:

- die Jahresniederschlagssummen im Untersuchungsgebiet zwischen 115 mm und 983 mm (Zeitraum 1950 bis 2000) schwanken,
- die 30 jährigen Mittelwerte der Jahresniederschlagssummen zwischen 281 mm und 426 mm differieren und, entgegen dem für das westliche Mediterraneum (PALUTIKOF ET AL. 1996) postulierten negativen Trend, zunehmen,
- die Niederschlagsvariabilität im 30 jährigen Mittel zwischen 25.9 % und 36.1 % beträgt und damit teilweise über den Werten von ariden nordafrikanischen Gebieten liegt (BESLER 1992),
- ein signifikanter Zusammenhang zwischen der mittleren Jahresniederschlagssumme und der Standardabweichung besteht, die eine orographische Differenzierung in Becken- und Tallagen sowie (sub-)montane Bereiche erlaubt,
- die vertikal-orographische Differenzierung der Niederschlagssummen lediglich 15 mm/100m und nicht 32 mm/100m (ICONA 1992) bzw. 56 mm/100m (ICONA 1993) beträgt,
- die Anzahl der annuellen Niederschlagstage (rund 20 bis 50) einer hohen Variabilität unterliegt, wenngleich eine Zunahme der Starkniederschlagsereignisse, insbesondere für die Monate September und Oktober zu erkennen ist,
- die langjährige Niederschlagsentwicklung auf Monatsbasis eine Zunahme der Monatsniederschlagssummen für das Frühjahr und den Herbst, eine Stagnation für den Winter und eine Abnahme für die Sommermonate beschreibt,
- die sommerliche Trockenheit zwischen 39 und 147 Tage dauert (Zeitraum 1988 bis 1993), was entscheidend bei frühherbstlichen Starkniederschlagsereignissen sein kann, da aufgrund des ausgetrockneten Bodens, der erhöhte Oberflächenabfluss besonders erosionswirksam ist,

- die mittlere Anzahl der Starkniederschlagsereignisse ($P > 40$ mm) zwischen 0.4 und 2.1 Ereignissen pro Jahr (Zeitraum 1983 bis 2000) schwankt, in Einzelfällen können Starkniederschlagsereignisse jedoch bis zu achtmal pro Jahr (*Vélez-Rubio, 1997*) auftreten,
- die hypothetische Wiederkehrzeit eines Starkniederschlagsereignisses von 50 mm zwischen 0.7 und 1.5 Jahren beträgt, wobei dessen Eintrittswahrscheinlichkeit in den Monaten September und Oktober überproportional hoch ist.

Die Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration (berechnet nach HARGREAVES & SAMANI 1982) schwanken im Untersuchungsgebiet zwischen 1000 mm und 1430 mm und übertreffen damit die aktuelle Evapotranspiration (rund 375 mm; Zeitraum 1988 bis 1993) deutlich. Auf die zum Teil erheblichen Unterschätzungsbeträge bei der Verdunstungsberechnung in semi-ariden Regionen wurde in Kapitel 5.2 ausführlich eingegangen. Nach ROSENBERG ET AL. (1983) verdunsten in semi-ariden und ariden Regionen rund 90 % des Niederschlags, was anhand der Ergebnisse der hydrologischen Modellierung für die Jahre 1988 bis 1993 bestätigt werden konnte (mittlere ETP 87 % der Jahresniederschlagssumme). Zur Charakterisierung der annualen Humidität respektive Aridität können folgende Aussagen getroffen werden:

- die klimatische Wasserbilanz ($KWB = P - ETP$) auf Monatsbasis schwankt zwischen rund +40 mm und -130 mm, im Mittel ist sie jedoch deutlich negativ,
- der Ariditätsindex ($I = P/ETP$) zeigt im Untersuchungsgebiet eine charakteristische Werteverteilung zwischen 0.4 und 0.6 an, vereinzelt kommen Werte unter 0.3 (*Sierra de Tercia bei Lorca*) bzw. über 0.7 (*Sierra María*) vor,
- die Tagesmittelwerte der aktuellen und potentiellen Verdunstung schwanken zwischen 0.3 und 2.1 mm (ETR) bzw. 0.5 und 4.3 mm (ETP) und machen damit den semi-ariden Charakter des Untersuchungsgebietes deutlich,
- da die räumliche ETP Verteilung aus der hydrologischen Modellierung (WaSiM-ETH, Berechnung nach Wendling) entnommen wurde, kann davon ausgegangen werden, dass die ETP Werte im Vergleich zur Berechnung von HARGREAVES & SAMANI (1982) um 10 bis 30 % unterschätzt wurden (vgl. MARTÍNEZ COB 2002; DROOGERS & ALLEN 2002).

Resümierend kann festgehalten werden, dass das aktuelle Klima im Untersuchungsraum deutlich trockener ist, als häufig angenommen wird. Dies wird nicht ausschließlich durch die verbesserte und für Trockenräume angepasste Verdunstungsberechnung begründet, sondern gleichermaßen mit der räumlich und vor allem zeitlich differenzierten Bewertung der regionalen Niederschlagsvariabilitäten und -intensitäten. Es konnte gezeigt werden, dass die prozentuale Abweichung der Niederschläge von den langjährigen Durchschnittswerten in Trockengebieten beträchtlich ist und die Kombination von unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen mit gleichbleibend hoher potentieller Evapotranspiration zu hohen Wasserdefiziten führt (vgl. WAINWRIGHT ET AL. 1999). Aus diesem Grund ist das Speichervermögen von pflanzenverfügbarem Bodenwasser besonders in dieser semi-ariden Region bedeutsam, da mehrwöchige niederschlagsfreie Zeiten zu überstehen sind (vgl. SCHULTZ 2000). Damit rücken, neben den klimatischen Voraussetzungen, der Boden mit seinen Speichereigenschaften und die Vegetationsbedeckung in den Mittelpunkt der Betrachtung.

Zur Charakterisierung dieser Speichereigenschaften und möglicher Veränderungen der ephemeren und periodischen Abflusscharakteristik sowie der Wasserhaushaltsgrößen, wurde ein flächendifferenziertes Wasserhaushalts-Simulationsmodell (WaSiM-ETH) an die semi-ariden Bedingungen des Untersuchungsgebietes angepasst. Das flächendifferenzierte Modell beschreibt die Wasserhaushaltsgrößen, mit Ausnahme der Bodenprozesse in physikalisch begründeter Form. Für die Modellkalibrierung wurden die Abflusswerte des *Embalse de Valdeinfierno* und *Embalse de Puentes* verwendet, die einer anthropogenen Beeinflussung unterliegen. Dies führte dazu, dass die modellierten Abflusswerte nicht auf täglicher Basis verglichen werden konnten, was im Sinne einer ganzheitlichen Modellierung wünschenswert erscheint. Des Weiteren konnten Bauwerke (z.B. Staudämme, Verbauungen) und Terrassierungsmassnahmen in WaSiM-ETH nicht berücksichtigt werden, die jedoch sicherlich einen großen Einfluss auf die Wasserhaushaltsgrößen haben. Die Verbesserung der Datenlage, insbesondere bei den Abfluss- und Winddaten, wäre im Hinblick auf eine detaillierte Charakterisierung der Einflussgrößen sinnvoll. Basierend auf den Modellergebnissen mit WaSiM-ETH konnte für die Jahre 1988 bis 1993 gezeigt werden, dass:

- der mittlere Gebietsniederschlag von rund 430 mm zu 87 % verdunstet, was auf die hohen Lufttemperaturen, die häufigen Strahlungswetterlagen, die Windverhältnisse sowie die reduzierte Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens zurückgeführt wird,
- die mittlere, modellierte Gesamtabflusspende 32 mm beträgt, was einer mittleren Wassermenge von rund 161 Hm³ pro Tag bzw. rund 7.5 % der Gebietsniederschlags-summe entspricht und was als charakteristisch für semi-aride Naturräume angesehen werden kann,
- die modellierte Änderung des Boden- und Grundwasserspeichers von +24 mm teilweise durch die anthropogene Nutzung, durch Bewässerung und den Bau von Rückhaltebecken erklärt werden kann. Generell charakterisiert dieser Wert jedoch die Grundwasserneubildung respektive die Entnahme von Grundwasser bei negativen Werten. Da Messungen und detaillierte Daten hierzu fehlen, konnte keine Bewertung vorgenommen werden. Aus Beobachtungen durch Geländebegehungen ist jedoch davon auszugehen, dass die Grundwasserentnahme für die Bewässerungslandwirtschaft in den letzten Jahren und Jahrzehnten deutlich gestiegen ist. Es kann angenommen werden, dass die Wassermengen, die durch traditionelle Bewässerungsformen (Nutzung und Fassung von natürlichen Quellen) genutzt werden, heutzutage weit hinter der technisierten Grundwassernutzung zurück stehen.

Zur Charakterisierung der Änderungen der holozänen Klima- und Umweltbedingungen wurden Landbedeckungsszenarien erstellt und in das angepasste Wasserhaushaltsmodell integriert. Die Ergebnisse für Szenario 1 (potentiell natürliche Vegetation) zeigen eine Erhöhung der Bodenfeuchte und des Zwischenabflusses, eine Reduzierung des Oberflächenabflusses und eine Steigerung der potentiellen Evapotranspiration gegenüber dem heutigen Zustand, wenngleich die meteorologischen Eingangswerte nicht verändert wurden. Dies wäre für ausgewählte Zeitscheiben wünschenswert, obwohl die konkrete Bestimmung der Eingangsparameter (Niederschlag, Temperatur, Wind) schwierig ist. Unter intensivierten Landnutzungsbedingungen (Szenario 2) erfolgt eine Erhöhung

des Oberflächenabflusses, eine Reduzierung der pflanzenverfügbaren Bodenfeuchte sowie eine verminderte aktuelle Evapotranspiration, wenngleich die Änderungsbeträge geringer als in Szenario 1 ausfallen. Dies wird damit erklärt, dass die heutige Landnutzung mit Trockenfeldbau, Bewässerungskulturen und Weidewirtschaft als intensiv beschrieben werden kann und durch eine fortgeschrittene Landdegradation gekennzeichnet ist. Dazu zählen insbesondere Erosionsprozesse, die durch fließendes Wasser, Wind oder durch Gravitation ausgelöst werden und vornehmlich auf steilen ackerbaulich und weidewirtschaftlich genutzten Flächen auftreten. Auf der Basis des digitalen Geländemodells (100 m Raster) wurden zur Abschätzung von Erosions- und Akkumulationsbereichen sowohl der Bodentopographische Index nach BEVEN & KIRKBY (1979) als auch ein adaptierter Erosions-Index berechnet, die jeweils schematisch die potentielle Erosionsgefährdung im Untersuchungsgebiet beschreiben. Zur genaueren Quantifizierung der Ergebnisse wären detaillierte Geländebefunde notwendig, die nur partiell für den Untersuchungsraum vorliegen. In diesem Zusammenhang kommt dem Multi-Skalen-Ansatz eine entscheidende Bedeutung zu, da die Gültigkeit und Übertragbarkeit der Ergebnisse ausschließlich in einem bestimmten Skalenbereich zu sehen sind.

Die prähistorische und historische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes ist in den letzten Jahrtausenden von verschiedenen Kulturen der Iberischen Halbinsel, Nordafrikas bis hin zu den Phöniziern, Kelten und Germanen sowie deren Landnutzungsweisen beeinflusst worden. Die anthropogenen Auswirkungen auf die historische Landschaftsentwicklung wurden in der vergleichenden Betrachtung der stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen von drei Sedimentaufschlüssen aufgezeigt. Palyonologische Untersuchungen waren aufgrund des Erhaltungszustandes der Pollen in den Sedimentproben leider nicht möglich, was für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte bedeutend gewesen wäre (vgl. PONS & REILLE 1988). Zwei Sedimentaufschlüsse im hydrologischen Einzugsgebiet des *Rio Caramel* zeigen erhöhte Akkumulationsraten, steigende Anteile von organischem Kohlenstoff und eine Änderung der stratigraphischen Charakteristik für die letzten 3000 Jahre BP an. Auf der Basis von geochemischen Untersuchungen der Sedimente wurden Verhältniswerte zwischen MgO/CaO , Fe_2O_3/MnO und $SiO_2/(CaO+MgO)$ bestimmt, deren Änderung als Maß für die vorzeitlichen Umweltbedingungen angesehen werden können (vgl. SCHÜTT 2006). Danach wird das Spätglazial durch relativ trockene Umweltbedingungen charakterisiert. Zum Ende des Präboreals steigen die Indizes an und deuten auf eine Veränderung der Umweltbedingungen im Untersuchungsraum hin, deren Trend bis ins späte Subboreal anhält. Die feuchteste Phase erfolgt im Übergang zwischen Atlantikum und Subboreal und fällt somit mit dem Beginn der ackerbaulichen Nutzung der Region zusammen. Seither erfolgt eine Aridisierungstendenz, die mit kurzen Unterbrechungen das gesamte Subatlantikum andauert.

Im Sinne einer großräumigen Übertragbarkeit der Resultate zur holozänen Klima- und Umweltgeschichte scheinen insbesondere die Ergebnisse der stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen der Sedimentaufschlüsse geeignet, um die Landschaftsentwicklung eines Naturraumes besser verstehen und prognostizieren zu können. Die rezente klimatische und orographische Charakterisierung kann dabei als wichtiges Hilfsmittel zur Einordnung dienen.

7 Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Arbeit wurde exemplarisch die holozäne Klima- und Landschaftsentwicklung für einen semi-ariden Natur- und Kulturraum in Südost-Spanien rekonstruiert. Dabei wurden unterschiedliche klimatologische, orographische und anthropogene Einflussfaktoren beschrieben und deren interdependentes Wirkungsgefüge abgeleitet. Dies erfolgte durch die Analyse des subrezentem Regionalklimas, anhand eines an die semi-ariden Bedingungen angepassten Wasserhaushaltsmodells sowie durch die Einbeziehung von stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen an Sedimentaufschlüssen, die eine Interpretation der regionalen holozänen Klima- und Umweltgeschichte ermöglicht.

Um eine Vergleichsbasis für die holozänen Klimabedingungen zu erhalten, wurde das Klima der letzten 50 Jahre im Hinblick auf subrezente Änderungen analysiert. Dazu wurden die räumlichen und zeitlichen Eigenschaften der Niederschlagsquantität und -intensität ausgewertet und beschrieben. Durch die differenzierte Gegenüberstellung der Resultate der verschiedenen Auswerteverfahren wird eine detaillierte Beschreibung der rezenten und subrezentem pluvio-klimatischen Steuergrößen für das Untersuchungsgebiet möglich. Die Analysen zeigen, dass die 30 jährigen Mittelwerte der Jahresniederschlagssummen im Untersuchungsgebiet zwischen 281 und 426 mm schwanken und, entgegen dem für das westliche Mediterraneum postulierten negativen Trend, zunehmen. Die Anzahl der annuellen Niederschlagstage unterliegt einer hohen Variabilität, wengleich ein positiver Trend der Starkniederschlagsereignisse, insbesondere für die Monate September und Oktober, zu erkennen ist. Dies ist vor dem Hintergrund der sommerlichen Trockenheit (40 bis 150 Tage) entscheidend, da frühherbstliche Starkniederschlagsereignisse aufgrund des erhöhten Oberflächenabflusses besonders erosionswirksam sind. Die relative annuelle Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet erreicht bis zu 36 % und liegt damit teilweise über den Werten von ariden nordafrikanischen Gebieten. Ein deutlicher Unterschied des pluvio-klimatischen Regimes konnte im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der orographischen Verhältnisse festgestellt werden. So schwanken die Werte für die Niederschlagssumme, -intensität und -dauer sowie zeitlichem Auftreten in Abhängigkeit von der umgebenden Reliefstruktur und Höhenlage deutlich.

Um mögliche Veränderungen der ephemeren und periodischen Abflusscharakteristik sowie der Wasserhaushaltsgrößen ableiten zu können, wurde ein flächendifferenziertes Wasserhaushalts-Simulationsmodell an die semi-ariden Bedingungen des Untersuchungsgebietes angepasst. Auf der Basis der Modellergebnisse für die Jahre 1988 bis 1993 konnte gezeigt werden, dass der mittlere Gebietsniederschlag von rund 430 mm zu 87 % verdunstet, was auf die hohen Lufttemperaturen, die häufigen Strahlungswetterlagen, die Windverhältnisse sowie die reduzierte Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens zurückgeführt wird. Die mittlere, modellierte Gesamtabflussspende beträgt lediglich 32 mm, was rund 7.5 % der Gebietsniederschlagssumme entspricht und als charakteristisch für semi-aride Naturräume angesehen werden kann. Die Änderung des Boden- und Grundwasserspeichers von +24 mm wird teilweise durch die anthropogene Nutzung, durch Bewässerung und den Bau von Rückhaltebecken erklärt. Neben der hydrologischen Modellierung wurden desweiteren Landbedeckungsszenarien erstellt und in das adaptierte Modell integriert, um die holozänen Umweltbedingungen zu rekonstruieren. Dabei hat sich gezeigt, dass unter potentiell natürlicher Vegetation (Szenario 1) eine Erhöhung der Bodenfeuchte und des Zwischenabflusses, eine Reduzierung

des Oberflächenabflusses und eine Steigerung der potentiellen Evapotranspiration gegenüber dem heutigen Zustand erfolgt. Unter intensivierten Landnutzungsbedingungen (Szenario 2), die möglicherweise zu Beginn des Subatlantikums geherrscht haben oder in Zukunft auftreten könnten, erfolgt hingegen eine Erhöhung des Oberflächenabflusses, eine Reduzierung der pflanzenverfügbaren Bodenfeuchte sowie eine verminderte aktuelle Evapotranspiration, wenngleich die Änderungsbeträge geringer als in Szenario 1 ausfallen. Dies liegt vermutlich daran, dass die heutige Landnutzung mit Trockenfeldbau, Bewässerungskulturen und Weidewirtschaft als intensiv beschrieben werden kann und durch Landdegradation und Erosion gekennzeichnet ist. Dazu zählen insbesondere Erosionsprozesse, die durch fließendes Wasser, Wind oder durch Gravitation ausgelöst werden und vornehmlich auf steilen ackerbaulich und weidewirtschaftlich genutzten Flächen auftreten.

Der Mensch greift seit der Antike in unterschiedlicher Intensität in dieses Prozessgeschehen ein, und verändert durch seine wirtschaftende Tätigkeit die Pflanzenbedeckung, die Bodeneigenschaften (z.B. Bodenwasserhaushalt) sowie das Mikro- und Mesorelief, und verstärkt oder vermindert damit die natürlichen Erosionsprozesse. Die anthropogenen Auswirkungen auf die historische Landschaftsentwicklung wurden in der vergleichenden Betrachtung der stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen von drei Sedimentaufschlüssen aufgezeigt. Zwei Sedimentaufschlüsse im hydrologischen Einzugsgebiet des *Río Caramel* zeigen erhöhte Akkumulationsraten, steigende Anteile von organischem Kohlenstoff und eine Änderung der stratigraphischen Charakteristik für die letzten 3.000 Jahre BP an. Auf der Basis von geochemischen Untersuchungen der Sedimente wurden Verhältnisswerte zwischen MgO/CaO , Fe_2O_3/MnO und $SiO_2/(CaO+MgO)$ bestimmt, deren Änderungen als Maß für die vorzeitlichen Umweltbedingungen angesehen werden können. Für das Spätglazial zeigen diese Untersuchungen relativ trockene Umweltbedingungen an. Zum Ende des Präboreals steigen die Indizes an und deuten auf eine Veränderung der Umweltbedingungen im Untersuchungsraum hin, deren Trend bis ins späte Subboreal anhält. Die feuchteste Phase erfolgt im Übergang zwischen Atlantikum und Subboreal und fällt somit mit dem Beginn der ackerbaulichen Nutzung der Region zusammen. Seither erfolgt eine Aridisierungstendenz, die mit kurzen Unterbrechungen das gesamte Subatlantikum andauert.

Basierend auf den vorgestellten klimatischen und orographischen Analysen sowie unter Berücksichtigung der Resultate der Wasserhaushaltsmodellierung und Szenarien konnte in dieser interdisziplinären Arbeit ein Beitrag zur Rekonstruktion der subrezentenen und holozänen Klima- und Umweltgeschichte des hydrologischen Einzugsgebietes des oberen *Río Guadalentín* geleistet werden. Dieser Beitrag ist im übergeordneten Kontext der holozänen Forschung des westlichen Mittelmeerraums zu sehen, die ein besseres Verständnis der allgemeinen Landschafts- und Klimaentwicklung der letzten 10.000 Jahre für die Iberische Halbinsel ermöglicht. Insbesondere die Ergebnisse der stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen der Sedimentaufschlüsse erscheinen im Hinblick auf die holozäne Umweltgeschichte für eine großräumige Übertragung geeignet, um die zukünftige Landschaftsentwicklung besser verstehen und prognostizieren zu können.

Summary

The presented study focused on the reconstruction of the Holocene climatological and landscape evolution for a semiarid natural and cultural environment in southeast Spain. Climatological, orographic and anthropogenic influencing factors were described in order to derive and evaluate their interrelationships. This work is based on an analysis of the subrecent regional climate, on a water balance simulation model, as well as on the integration of stratigraphic and geochemical investigations of fluvial sediments, which themselves allow interpretation of the regional climate and environment history.

As a basis for comparing the climatic conditions during the Holocene, the climatic changes in the last 50 years were analysed. For that purpose spatio-temporal precipitation properties like quantity, intensity and distribution were evaluated and described. Based on various analysis techniques a detailed description of recent and subrecent pluvio-climatological control factors for the investigation area was possible. Results show that the 30 year average for annual precipitation varies between 281 and 426 mm with an increase for the upper *Rio Guadalentín* catchment, contrary to the postulated negative trend for the western Mediterranean. The number of precipitation days is highly variable, although a positive trend towards rainfall with high amounts of precipitation is recognized. This is important against the background of summer dryness (40 to 150 days) because intensive rainfall in early autumn potentially leads to increased topsoil erosion. The comparative annual rainfall variability within the investigation area reaches up to 36 % and therefore partially exceeds the magnitude for arid environments in North Africa. The precipitation regime varies significantly in relation to the orographic characteristics. Hence, the variations in rainfall amount, intensity, duration and occurrence depend on the surrounding relief and altitude.

A water balance simulation model was adapted to semiarid conditions in order to derive possible changes within the ephemeral and periodical runoff characteristics and to calculate water balance magnitudes. Model results for the 1988 to 1993 period reveal that 87 % of the average areal precipitation of approximately 430 mm evaporates due to high air temperatures, clear skies, wind conditions, and the reduced infiltration capacity of the topsoil. The simulated total area run-off predicts precipitation values up to 32 mm (approximately 7.5 % of the areal precipitation) and is considered characteristic for semiarid environments. The +24 mm change in soil and groundwater storage is partially explained by intense anthropogenic use, especially for irrigation and the construction of water storage reservoirs. Besides the hydrological modeling, land use scenarios were generated and integrated in the adapted model in order to reconstruct Holocene environmental conditions. It could be demonstrated with scenario 1, where potential natural vegetation cover increases the soil moisture and subsurface runoff, that surface runoff is reduced and the potential evapotranspiration increased in comparison to the present situation. Scenario 2 describes intensified land use conditions, which might have occurred during the Subatlantic or potentially can take place in the future. This simulation scenario shows that surface runoff increases while the soil moisture available to vegetation and the actual evapotranspiration decrease, although the changes are less obvious compared with scenario 1. This can be attributed to today's intensive land use, which involves dry harvesting, crop irrigation and pasture farming, and is characterized by land de-

gradation and erosion processes. The increased surface runoff, as simulated by scenario 2, can be attributed mainly to erosion processes induced by fluvial, eolian or gravity processes on steep slopes used for agriculture and pasture.

Since ancient times human interaction has influenced natural processes through agricultural modification of the land cover, soil properties (e.g., water balance) and the micro- and meso-relief, all of which increase or decrease natural erosion processes. The anthropogenic impact on historical land use development was shown in a comparison of stratigraphic and geochemical studies for three fluvial sediment outcrops. Two sites within the *Rio Caramel* catchment show increased accumulation rates and organic carbon content, as well as a modified stratigraphic characteristic for the last 3,000 years BP. Sediment geochemical analysis using MgO/CaO , Fe_2O_3/MnO and $SiO_2/(CaO+MgO)$ ratios proved to be a measure for prehistoric and historic environmental conditions. Dry conditions were assumed for the late glacial environments. An increase in aridity for samples taken from the end of the Preboreal indicates a change in the climatic conditions within the study area. This trend continues until the late Subboreal and is thought to represent a change from dry to more humid climatological conditions. The most humid period takes place in the transition between the Atlantic and the Subboreal which coincides with the beginning of agriculture in the region. After those times conditions became dryer, which continued with short interruptions during the whole Subatlantic.

Based on the presented climatological and orographic analysis and with regard to the results of the water balance simulation models and scenarios, this interdisciplinary study contributes to the research done in the field of reconstructing the subrecent and Holocene climatic and environmental history of the upper *Rio Guadalentín* catchment. This investigation has to be seen in the context of Holocene research of the western Mediterranean which strives for better understanding of the general landscape and climatic evolution of the Iberian Peninsula during the last 10,000 years. Especially the results of the stratigraphic and geochemical investigations of the sediment outcrops appear to be suitable for incorporation in a Holocene environmental history, as a contribution toward better understanding and forecasting landscape evolution.

Resumen

El presente estudio ha reconstruido de manera ejemplar la evolución del clima y del paisaje de un espacio natural y cultural semiárido en el sureste de España durante el Holoceno. Se han descrito factores climáticos, orográficos y antropológicos de influencia y se ha deducido su interdependencia. Ésto ha sido posible a través del análisis del clima regional subreciente mediante un modelo de balance hídrico adaptado a las condiciones semiáridas e incluyendo además investigaciones estratigráficas y geoquímicas en sedimentos fluviales, que facilitan la interpretación de la historia climática y ambiental regional a lo largo del Holoceno.

Para conseguir una base de comparación para las condiciones climáticas del Holoceno, se analizó el clima de los últimos 50 años en relación a los cambios subrecientes, para lo cual, se analizaron y describieron las propiedades espaciales y temporales de la cantidad e intensidad de precipitaciones. La comparación de los resultados en los diferentes procedimientos de evaluación, hace posible una descripción detallada de los factores reguladores pluvio-climáticos recientes y subrecientes para el área de investigación. El análisis demuestra que en el área de investigación, a lo largo de un período de 30 años, la media de las sumas anuales de precipitación varía entre los 281 y los 426 mm. La suma total de la precipitación aumenta en contra de la tendencia postulada por modelos de cambio climático para el Mediterráneo occidental. Se observa una variabilidad pronunciada en los días de precipitaciones, a pesar de que se pueda percibir una tendencia positiva de las precipitaciones torrenciales, particularmente en los meses de septiembre y octubre. Teniendo en cuenta la sequía estival (entre 40 y 150 días) este hecho es determinante, ya que las precipitaciones torrenciales a principios de otoño tienen efectos erosivos particulares debido a la elevada escorrentía superficial. En el área de investigación, la variabilidad relativa anual de precipitaciones llega a ser de hasta un 36 %, superando en parte los valores de algunos lugares áridos del norte de África. Una diferencia significativa del régimen pluvio-climático se ha podido constatar en el área de investigación en dependencia de las condiciones orográficas. Así, existen alteraciones significativas de los valores del total de precipitaciones, de la intensidad, la duración y la aparición de las precipitaciones dependientes de la estructura del relieve circundante y la altitud.

Para poder deducir posibles alteraciones de las características tanto de las precipitaciones efímeras y periódicas como de los factores del balance hídrico, se adecuó un modelo adaptado a la diferencia en superficie de simulación del balance hídrico a las condiciones semiáridas del área de investigación. Basado en los resultados del modelo de los años 1988 hasta 1993, se ha podido demostrar que un 87 % del promedio de la precipitación de 430 mm se evapora, hecho que se atribuye a las altas temperaturas, los frecuentes periodos despejados, las condiciones del viento y la reducida capacidad de absorción de agua del suelo. La media del total de la escorrentía modelada se eleva a sólo 32 mm, correspondiendo a un 7,5 % del total de las precipitaciones de este área, lo cual se puede ver como característica de los espacios naturales semiáridos. La alteración del almacenamiento del suelo y del agua en los mantos freáticos de +24 mm se explica en parte por el uso antropogénico, especialmente el riego y la construcción de embalses. Aparte del modelo hidrológico, se elaboraron escenarios de uso de suelo y de la cobertura vegetal que fueron integrados en el modelo adaptado para reconstruir las condiciones ambientales del Holoceno. Se demos-

tró que bajo la cobertura de la vegetación natural (escenario 1), comparado con la situación actual, la humedad del suelo y la escorrentía intermedia aumentan, la escorrentía superficial se reduce y la evapotranspiración potencial aumenta. Suponiendo condiciones de uso agrícola intensivo (escenario 2), que probablemente hayan existido a principios del Subatlántico o puedan surgir en el futuro, aumentaría en cambio la escorrentía superficial, se reduciría la humedad del suelo disponible para las plantas, así como la evapotranspiración actual, siendo no obstante una alteración menor a la que se muestra en el escenario 1. Supuestamente, ésto se debe al hecho de que el uso agropecuario actual con cultivo de secano o riego, se puede describir como intensivo, caracterizado por degradación del suelo y erosión. Particularmente, se trata de procesos erosivos, causados por escorrentías, viento o gravitación, principalmente en terrenos agrícolas y ganaderos con mucha pendiente.

Desde la edad antigua, el hombre interviene en este proceso con diferente intensidad, modificando con sus actividades la cobertura de vegetación, las propiedades del suelo (por ejemplo el balance hídrico del suelo), el microrelieve y el mesorelieve, intensificando o disminuyendo los procesos erosivos naturales. Las consecuencias antropogénicas de la evolución paisajística histórica se han observado mediante la comparación de las investigaciones estratigráficas y geoquímicas de tres cortes estratigráficos en sedimentos fluviales. Dos de ellos, situados en la cuenca hidrográfica del *Río Caramel*, demuestran tasas de acumulación elevadas, porcentajes ascendentes de carbono orgánico y un cambio de la característica estratigráfica durante los últimos 3000 años. Mediante pruebas geoquímicas de los sedimentos, se determinaron valores proporcionales entre MgO/CaO , Fe_2O_3/MnO y $SiO_2/(CaO+MgO)$, cuyas modificaciones se pueden ver como medida para las condiciones ambientales de tiempos anteriores. Para el período glacial tardío, estas pruebas indican condiciones ambientales relativamente secas. A finales del Preboreal, los índices aumentan e indican un cambio en las condiciones ambientales del área de investigación, cuya tendencia llega hasta el Subboreal tardío. El período más húmedo existe en la transición entre el Atlántico y el Subboreal, coincidiendo con el inicio del uso agrícola de la región. Desde entonces, existe una tendencia a condiciones más áridas, que persiste durante todo el Subatlántico con interrupciones cortas.

Basándose en los análisis climáticos y orográficos antes descritos, y considerando los resultados de los modelos del ciclo hidrológico y de los escenarios, en este estudio interdisciplinar se pudo contribuir a la reconstrucción de la historia climática y ambiental subreciente y durante el Holoceno de la cuenca hidrológica del alto *Río Guadalentín*. Esta aportación hay que verla en el contexto de la investigación del Holoceno en el Mediterráneo occidental, que contribuye a una mejor comprensión de la evolución paisajística y climática general de la Península Ibérica durante los últimos 10.000 años. Particularmente, los resultados de las investigaciones estratigráficas y geoquímicas de los cortes estratigráficos en sedimentos fluviales parecen apropiados para la extrapolación espacial en cuanto a la historia ambiental del Holoceno, para poder entender y pronosticar mejor la evolución del paisaje.

8 Literaturverzeichnis

- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNEL, P.E.; RASMUSSEN, J. (1986a): An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and Philosophy of a physically-based, distributed modelling system.- In: Journal of Hydrology, 87: 45-59.
- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNEL, P.E.; RASMUSSEN, J. (1986b): An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system.- In: Journal of Hydrology, 87: 61-77.
- AHNERT, F. (1982): Untersuchungen über das Morphoklima und die Morphologie des Inselberggebietes von Machakos, Kenia.- In: Catena, Suppl.-Band 2: 1-72.
- AHNERT, F. (1986): The magnitude-frequency index – an approach to the identification of hygric morphoclimates.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 60: 1-6.
- AHNERT, F. (1987): An approach to the identification of morphoclimates.- In: Gardiner, V. [Ed.], International Geomorphology 1986, Volume II, Chichester, Wiley: 159-188.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie.- Stuttgart.
- ALLAN, R.G.; SMITH, M.; PERRIER, A.; PEREIRA, L.S. (1994): An update for the definition of reference evapotranspiration.- In: ICID Bulletin, 43(2): 1-30.
- ALONSO-SARRIA, F.; LOPEZ-BERMEDEZ, F. (1994): Rainfall time and space variability during short storms in Sout-East Spain.- In: Geoökodynamik, Band 15: 261-278.
- ANDERSON; E. A. (1973): National Weather Service river forecast system – snow accumulation and ablation model.- National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), Tech. Mem., NWS-HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD. 217 S.
- ANDREO NAVARRO, B. (1990): Consideraciones sobre la geología de las Sierras de María y del Maimón.- In: Revista Velezana, Vélez-Rubio, Nr. 9: 62-74.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (BKA).- 4. Auflage, Hannover.
- ASCH, K. (1999): GIS in Geowissenschaften und Umwelt.- Berlin, Heidelberg.
- ASCHMANN, H. (1973): Man's impact on several regions with Mediterranean climates.- In: di Castri, F.; Mooney, H.A. [Eds.], Mediterranean type ecosystems, Springer Verlag: 363-372.
- AZEMA, J. (1965): Sur l'existence d'une zone intermediaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante (Esp.).- In: C.R. Acad. Sci., 260: 4020-4023.

- BABAN, S.M.J. (1998): Developing a holistic view of Geographical Information Systems.- In: Geography, Vol. 83 (3): 257-265.
- BABAN, S.M.J. (1999): Understanding hydrological processes in catchments using remotely sensed tracer and geographical information systems.- In: Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques, Proceedings of IUGG 99 Symposium HS4, Birmingham, July 1999, IAHS Publ. no. 258: 57-66.
- BADAL GARCIA, E.; BERNABEU, J.; VERNET, J.-L. (1994): Vegetation changes and human action from the Neolithic to the Bronze Age 7000-4000 B.P. in Alicante, Spain, based on charcoal analysis.- In: Veget. Hist. Archaeobot. 3: 155-166.
- BAHRENBERG, G.; GIESE, E.; NIPPER, J. (1990): Statistische Methoden in der Geographie – Band 1, Univariate und bivariate Statistik.- 3. überarbeitete Auflage, Teubner Verlag, Stuttgart.
- BAILEY, T.C. (1994): A Review of Statistical Spatial Analysis in Geographical Information Systems.- In: Fotheringham, S.; Rogerson, P. [Eds.], Spatial Analysis and GIS: 13-44.
- BAKE, G. (1981): Physisch- und Kulturgeographische Grundlagen der Desertifikation in Südwest-Sizilien.- In: Giessner, K.; Wagner, H.G. [Hrsg.], Geographische Probleme in Trockenräumen der Erde, Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 53: 51-71.
- BAND, L.E. (1986): Topographic Partition of Watersheds with Digital Elevation Models.- In: Water Resources Research, 22(1): 15-24.
- BAND, L.E. (1989): A terrain-based watershed information system.- In: Hydrological Processes, 4: 151-162.
- BAUCH, J. (2001): Die Naturlebensräume im Naturpark Sierra de María – Los Vélez und ihre Pflanzen- und Tierarten.- In: Roth, D.; Schütt, B.; Baumhauer, R. [Hrsg.], Los Vélez – ein landeskundlicher Reiseführer für eine Region in Südost-Spanien.- Trierer Geographische Studien, Heft 24, Trier: 35-48.
- BAUER, J.; ENGLERT, W.; MEIER, U.; MORGENEYER, F.; WALDECK, W. (2002): Physische Geographie – kompakt.- Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- BAUMGARTNER, A.; LIEBSCHER, H.J. (1990): Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie.- Gebrüder Bornträger Verlag, Stuttgart.
- BAUMHAUER, R. (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger).- Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 65, Würzburg.

- BECKER, A. (1975): The integrated hydrological catchment model EGMO.- In: Hydrological Science Bulletin, 21, International Symposium and Workshop, Applied Mathematical Models in Hydrology and Water Resource Systems, Bratislava.
- BEGUERÍA PORTUGUÉS, S. (2002): Revisión de métodos paramétricos para la estimación de la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos en Climatología e Hidrología: El uso de series de excedencias y su comparación con las series de máximos anuales.- In: Cuadrat, J.M.; Vicente, S.M.; Saz, M.A. [Hrsg.], La información climática como herramienta de gestión ambiental, VII Reunión Nacional de Climatología, Universidad de Zaragoza, 83-92.
- BENDALA GALÁN, M. (1982a): La antigüedad: Las bases prehistóricas.- In: Historia de Andalucía, Band I: De Tartessos al Islam, Madrid: 81-91.
- BENDALA GALÁN, M. (1982b): La antigüedad: En el imperio romano.- In: Historia de Andalucía, Band I: De Tartessos al Islam, Madrid: 137-167.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments.- Department of Water Resources Engineering, Lund Institute of Technics, University of Lund, Bulletin Series A, No. 52.
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete.- Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Erträge der Forschung, Band 280, Darmstadt.
- BEVEN, K.J. (2001): Rainfall-runoff modelling.- Wiley, Chichester, 360S.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology.- In: Hydrological Sciences - Bulletin - des Sciences Hydrologiques, 24(1): 43-69.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F. (1984): Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments.- In: Journal of Hydrology, 69: 119-144.
- BILL, R. (1996): Grundlagen der Geo-Informationssysteme - Band 2 - Analysen, Anwendungen und neue Entwicklungen.- Heidelberg.
- BILL, R.; FRITSCH, D. (1999): Grundlagen der Geo-Informationssysteme - Band 1 - Hardware, Software und Daten.- Heidelberg.
- BIRKELAND, P. W. (1974): Pedology, Weathering and Geomorphological Research.- Department of Geological Sciences, University of Colorado, Oxford University Press, New York.
- BIRKELBACH, M. (2000): Selektive Kohlenstoff/Wasserbestimmung in Feststoffen.- In: GIT Labor-Fachzeitschrift, Heft 8: 914-918.

- BLASCHKE, T. (1997): Landschaftsanalyse und -bewertung mit GIS - Methodische Untersuchungen zu Ökosystemforschung und Naturschutz am Beispiel der bayerischen Salzachauen.- Forschungen zur deutschen Landeskunde, Band 243, Trier.
- BLÖSCHL, G.; GRAYSON, V.B.; SIVAPALAN, M. (1995): On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling.- In: Kalma, J.D.; Sivapalan, M. [Eds.], *Scale Issues in Hydrological Modelling, Advances in Hydrological Processes*, Chichester, Wiley: 71-88.
- BOER, M. M. (1999): Assessment of dryland degradation - linking theory and practice through site water balance modelling.- *Nederlandse Geografische Studies* 251, Utrecht.
- BOLLE, H.J. (1996): The role of remote sensing in understanding and controlling land degradation and desertification processes: the EFEDA research strategy.- In: Hill, J.; Peter, D. [Eds.], *The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean Basin, State of the art and future research, Proceedings on an experts workshop jointly organized by JRC/IRSA and DG XIII/D.2, D.4, Valencia, Spain, from 13 to 15 June 1994*, Brussels, Luxembourg: 45-78.
- BORK, H.R.; ROHDENBURG, H. (1986): Transferable parameterization methods for distributed hydrological and agroecological catchment models.- In: *Catena*, 13: 99-117.
- BRAKENSIEK, D.L.; RAWLS, W.J. (1992): Infiltration and soil water movement.- In: Maidment, D.R. [Hrsg.]: *Handbook of hydrology*, New York, 5.1 – 5.51.
- BRAUER, A.; NEGENDANK, J.F.W. (1993): Paleoenvironmental reconstruction of the Late- and Post-glacial sedimentary record of Lake Weinfelder Maar.- In: Negendank, J.F.W.; Zolitschka, B. [Hrsg.], *Paleolimnology of European maar lakes*, Springer, Berlin & Heidelberg.
- BRAUN, L.N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland.- *Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich*, 21, 266 S.
- BRAUN, K.; SAURER, H. (1999): GIS and mesoscale models as tools used within the problem of regionalisation of precipitation.- In: Dikau, R.; Saurer, H. [Eds.], *GIS for earth surface systems: analysis and modelling of the natural environment*, Stuttgart: 47-71.
- BREUER, T.; WEBER, P. (1997): *Spanien und Portugal*.- Dortmund.
- BROSCHKE, K.U. (1977): Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich.- In: *Catena*, 3: 311-342.
- BRUECKNER, G. (1986): Man's impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean regions in historical times.- In: *Geo-journal*, 13: 1-17.

- BRÜCKNER, H.; HOFFMANN, G. (1992): Human-induced erosion processes in mediterranean countries.- In: Geoökoplus, 3: 97-110.
- BRÜCKNER, H.; SPONA, K.D.; GERLACH, R. (1993): Untersuchungen zur Umweltbelastung (Schwermetalle) im Kreis Merseburg, Sachsen-Anhalt.- In: Radtke, U. [Hrsg.], Schwermetalle. Untersuchungen zur Schwermetallverteilung und -dynamik in rezenten Böden, Paläoböden, Flußsedimenten, Mooren und Kinderspielplätzen, Düsseldorfer Geographische Schriften 31: 67-80.
- BRUNNACKER, K. (1974): Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum.- In: Eiszeitalter und Gegenwart, 25: 62-95.
- BRUNNACKER, K. (1979): Zur Bodengeschichte des Jungquartärs im mediterranen Raum.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 33: 109-117.
- BRUNNACKER, K.; LOŽEK, V. (1969): Löß-Vorkommen in Südostspanien.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 13: 297-316.
- BRUTSAERT, W. (1982): Evaporation into the atmosphere.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BUCH, M. W. (1988): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän – Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 70: 131-162.
- BÜDEL, J. (1971): Die Unterschiede zwischen Rumpfflächen und Fels-Fuß-Flächen (Pedimenten) nach den erzeugenden Mechanismen und deren genetischer Abfolge.- In: Kölner Geographische Arbeiten, Festschrift Kayser, 1-45.
- BULL, L.J.; KIRKBY, M.J.; SHANNON, J.; HOOKE, J.M. (1999): The impact of rainstorms on floods in ephemeral channels in southeast Spain.- In: Catena, 38: 191-209.
- BURMAN, R.; POCHOP, L.O. (1994): Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data.- Elsevier Science, Amsterdam.
- BURROUGH, P. (1998): Principles of Geographical Information Systems.- Oxford University Press.
- BUTCHER, G.C.; THORNES, J.B. (1978): Spatial variability in runoff processes in an ephemeral channel.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 29: 83-92.
- CAMMERAAT, L.H. (1996): The MEDALUS Core Field Programme: An Overview of Sites and Methodology.- In: Brandt, C.J.; Thornes, J.B. [Eds.], Mediterranean Desertification and Land use, John Wiley, Chichester: 87-108.

- CAMMERAAT, L.H. (2002): A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale.- In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1201–1222.
- CAMMERAAT, L.H. (2004): Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain.- In: *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104: 317-332.
- CAPEL MOLINA, J.J.; ANDUJAR CASTILLO, F. (1978): Mapa pluviométrico de Andalucía.- *Revista Paralelo 37º*, 2: 197-209.
- CARSON, M.A.; KIRKBY, M.J. (1972): Hillslope form and process.- *Cambridge Geographical Studies*, 3, Cambridge.
- CERÓN GARCÍA, J.C. (1997): Hidrogeoquímica del acuífero del alto Guadalentín (Murcia).- Murcia.
- CLOTET, N.; GALLART, F. (1986): Sediment yield in a mountainous basin under high mediterranean climate.- In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 60*: 205-216.
- CONACHER, A.J.; SALA, M. (1998): Land degradation in Mediterranean environments of the world, nature and extent, causes and solutions.- Chichester, Wiley.
- CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA, CHS (1987): Estudios previos para la planificación hidrológica - demandas y recursos hidráulicos de la cuenca del Segura.- Síntesis, Madrid.
- CONRAD, V. (1936): Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Verhältnissen.- In: Köppen, W.; Geiger, R.[Ed.], *Handbuch der Klimatologie*, Band 1, Teil B.
- CORBEL, J. (1959): Vitesse de l'érosion.- In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 3*: 1-28.
- CORRADINI, C. (1985): Analysis of the Effects of Orography on Surface Rainfall by a Parametrised Numerical Model.- In: *Journal of Hydrology*, Heft 77: 19-30.
- COX, J. P. (1995): Guadalentín Raingauge Modelling.- Unveröffentlichter Bericht der "Confederación Hidrográfico del Segura" (CHS), Murcia.
- CRAWFORD, N.N.; LINDSLEY, R.K. (1966): Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV.- Technical report No. 39, Department of Civil. Eng., Stanford University.
- CUADRAT PRATS, J.M.; VICENTE SERRANO, S.M.; SAZ SÁNCHEZ, M.A. (2002): Fuentes de información en climatología: Incertidumbres de las series de datos climáticos en España.- In: Cuadrat, J.M.; Vicente, S.M.; Saz, M.A. [Eds.], *La información climática como herramienta de gestión ambiental*, VII Reunión Nacional de Climatología, Universidad de Zaragoza: 167-182.

- DAKSHINAMURTI, C.; BISWAS, T.D. (1962): Soil erosion and infiltration as a function of rainfall.- In: Comm. de l'erosion continental, Coll. de Bari Publ. 59 de l'Assoc. Int. de Hydrol. Scient. Gent: 144-147.
- DANTIN CERECEDA, J. (1948): Resumen Fisiográfico de la Península Ibérica.- 2. Aufl., Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto "Sebastian Elcano", Madrid, (1. Auflage wurde nicht veröffentlicht).
- DE JONG, S.M. (1994): Derivation of vegetative variables from a Landsat TM image for modelling soil erosion.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 19: 165-178.
- DE LA RIVA-FERNÁNDEZ, J. (1997): Los montes de la Jacetania – Caracterización física y explotación forestal.- Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Serie Investigación, Zaragoza.
- DE PLOEY, J.; KIRKBY, M.J.; AHNERT, F. (1991): Hillslope erosion by rainstorms – a magnitude-frequency analysis.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 16: 399-409.
- DE WIT, A. (2001): Runoff controlling factors in various sized catchments in a semi-arid Mediterranean environment in Spain.- Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht, Utrecht.
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E.V., DVWK (1985): Niederschlag-Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, Niederschlagsmessung, Auswertung.- In: DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft, 124, Parey, Hamburg.
- DESFONTAINES, J.P.; MOUTARD, E. (1968): Essai d'appréciation du danger d'érosion dans les vergers des fortes pentes en Moyen Vivarais.- Ann. agron., 19: 349-364.
- DIAZ, H.F. (1994): Approaches for regionalization of precipitation climates in the context of global climate change monitoring.- In: Desbois, M.; Desalmand, F. [Eds.], Global Precipitations and Climate Change, Springer, Berlin: 201-217.
- DIECKMANN, H.; GOEMAN, U.; HARRES, H.-P.; SEUFFERT, O. (1981): Raumzeitliche Niederschlagsstrukturen und ihr Einfluß auf das Abtragsgeschehen am Beispiel kleiner Einzugsgebiete.- Geoökodynamik, 2: 219-244.
- DIECKMANN, H.; HARRES, H.-P.; MOTZER, H.; SEUFFERT, O. (1985): Die Vegetation als Steuerfaktor der Erosion.- Geoökodynamik, 6: 121-148.
- DIECKMANN, H.; MOTZER, H.; SEUFFERT, O.; HARRES, H.-P. (1989): Vegetation vs. Erosion - The example of the Pixinamanna catchment in southern Sardinia.- Geoöko plus, 2: 11-24.

- DIKAU, R.; SAURER, H. (1999): GIS for Earth Surface Systems - Analysis and Modelling of the Natural Environment.- Borntraeger, Berlin.
- DOMS, G. (1993): Parametrisierung von Wolken- und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen.- In: Promet, H., Offenbach, Heft 3: 72-79.
- DOUGLAS, D.H. (1986): Experiments to locate ridges and channels to create a new type of digital elevation model.- In: Cartographica, 23(4): 29-61.
- DRESCHER, A.W. (1993): Innovationen in der Landwirtschaft und Landschaftswandel in den Winterregensubtropen Spaniens - Das Beispiel Costa Granadina.- In: Geoökodynamik, 14: 1-16.
- DRESCHER, A.W. (1995): Landnutzungswandel und rezente Geomorphodynamik an der andalusischen Mittelmeerküste.- In: Geoökodynamik, 16: 137-152.
- DROOGERS, P.; ALLEN, R.G. (2002): Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions.- In: Irrigation and Drainage Systems, 16, 33-45.
- DUBREUIL, P. (1974): Initiation a l'analyse hidrolique.- Paris, 216 S.
- DYCK, S. (1983): Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete.- Verlag für Bauwesen, Berlin.
- DYCK, S.; PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie.- Verlag für Bauwesen, Berlin.
- EGELER, C.G. (1974): On the evolution of structure and metamorphism during the alpine orogeny in the eastern and central Betic zone (Betic cordilleras, Spain).- Geol. en Mijnbouw, Amsterdam, 53: 273-277.
- EHLERS, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze – Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag.- Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart.
- EITZINGER, J.; MARINKOVIC, D.; HÖSCH, J. (1990): Sensitivity of different evapotranspiration calculation methods in different crop-weather models.- In: Jensen, M.E.; Burman, R.D.; Allen, R.G. [Eds.], Evapotranspiration and irrigation water requirements, ASCE Manual and reports on Engineering Practice, 70: 395-400.
- ELLISON, W.D. (1944): Studies of raindrop erosion.- In: Agricult. Engineering, 25: 131-136 and 181-182.
- ELLWELL, H.; STOCKING, M.A. (1974): Rainfall parameters and a cover model to predict runoff and soil loss from grazing trials in Rhodesian sandveld.- In: Proceedings of the Grassland Society of South Africa, 9: 157-164.

- ERN, H. (1966): Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel.- Bonner Geographische Abhandlungen, Band 37, 136 S.
- ESCADAFAL, R. (1996): Simple remotely sensed land surface parameters: a rationale for land degradation monitoring in arid Mediterranean areas.- In: Hill, J.; Peter, D. [Eds.], The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean Basin, State of the art and future research, Proceedings on an experts workshop jointly organized by JRC/IRSA and DG XIII/D.2, D.4, Valencia, Spain, from 13 to 15 June 1994, Brussels, Luxembourg: 201-208.
- ESTEBAN-PARRA, M.J.; RODRIGO, F.S.; CASTRO-DIEZ, Y. (1998): Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992.- In: International Journal of Climatology, 18 (14): 1557-1574.
- ESTÉBANEZ, J. & BRADSHAW, R. (1979): Técnicas de cuantificación en geografía.- Madrid, 512 S.
- FALLOT, P. (1922): Etude géologique de la Sierra de Majorque (îles Baléares).- Diss. Univ. Paris.
- FALLOT, P. (1945): Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Rio Guardiana Menor.- Inv. geol. Lucas Mallada (C.S.I.C.), Madrid.
- FAUST, D. (1995): Erkenntnisse zur holozänen Landschaftsentwicklung in der Campiña Niederandalusiens.- In: Geoökodynamik, 16, 2: 153-171.
- FAUST, D. (1997): Quartäre Landschaftsentwicklung im semiariden Südostspanien (Prov. Murcia) und Auswirkungen auf den Agrarraum.- In: Die Erde, 128: 51-66.
- FAUST, D.; DIAZ DEL OLMO, F. (1997): Paläogeographie Südspaniens in den letzten 30000 Jahren: eine Zusammenstellung.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 141 (4): 279-285.
- FEDERER, C.A.; LASH, D. (1983): BROOK – a hydrological simulation model for eastern forests.- Water Resources Research Center, University of New Hampshire.
- FISCHER, T. (1894): Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel.- In: Dr. Petermanns Mitteilungen, Band 40, Heft XI: 248-256.
- FISHER, W.B.; BOWEN-JONES, H. (1958): Spain - a geographical Background.- London.
- FISHER, W.B.; BOWEN-JONES, H. (1969): Spain - a geographical Background.- 2. Aufl., London.
- FLORSCHÜTZ, F.; MENÉNDEZ AMOR, J. (1962): Beitrag zur Kenntnis der quartären Vegetationsgeschichte Nordspaniens.- In: Lüdi, W.; Lange, O.L. [Hrsg.], Festschrift Franz Firbas, Veröffentlichung des Geobotanischen Instituts der ETH Rübel, Zürich, 37: 68-73.

- FLORSCHÜTZ, F.; MENÉNDEZ AMOR, J.; WIJMSTRA, T.A. (1971): Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain.- In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21: 245-264.
- FONT TULLOT, I. (1988): *Historia del clima de España - Cambios climáticos y sus causas.*- Madrid.
- FOUCAULT, A. (1966): Relación entre las zonas Prebéticas y Subbéticas entre Cazorla (prov. de Jaén) y Huescar (prov. de Granada, España).- In: *Not. Comun. Inst. geol. miner. España*, 83: 71-77.
- FRIEDRICH, G. (1964): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an den Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien.- Bundesanstalt für Bodenforschung, Geologische Landesämter der BRD [Hrsg.], Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 59, Hannover.
- FRONTANA GONZALES, J. (1984): El clima en la Costa del Sol de Granada – Aplicaciones socio-económicas.- Universidad de Granada.
- FUHRMANN, R. (1999): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Talsedimenten Mitteldeutschlands - Beiträge zur Klimageschichte und Stratigraphie des jüngeren Quartärs.- In: *Altenbg. naturwissenschaftliche Forschung*, Band 11: 3-41.
- GARCIA DE PEDRAZA, L.; REIJA GARRIDO, A. (1994): *Tiempo y clima en España – Meteorología de las Autonomías.*- Madrid.
- GEA PÉREZ, D. (1986): Geología de la zona centro-oriental de las cordilleras béticas - Comarca de Los Vélez.- In: *Revista Velezana, Vélez-Rubio*, Nr. 5: 89-120.
- GEEL, T. (1973): The geology of the Betic of Málaga, the Subetic and the zones between these two units in the Vélez-Rubio area (southern Spain).- Universiteit van Amsterdam, GUA Papers of Geology, Series 1, no. 5, Amsterdam.
- GEIGER, F. (1970): Die Aridität in Südostspanien – Ursachen und Auswirkungen im Landschaftsbild.- *Stuttgarter Geographische Studien*, Band 77, Stuttgart.
- GIESSNER, K. (1986): *Natur- und Wirtschaftsgeographische Manuskripte*, Heft 16, Würzburg.
- GIESSNER, K. (1988): Die subtropisch-randtropische Trockenzone – globale Verbreitung, innere Differenzierung, geoökologische Typisierung und Bewertung.- *Geoökodynamik*, Band 9: 135-183.
- GOELZ, E. (1978): Basische Eruptiva (Ophite) im Mesozoikum von Murcia (SE-Spanien).- In: *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart*, 72: 1-101.

- GOLF, W.; LUCKNER, K. (1981): Programm Wasserhaushalt zur Berechnung des mittleren jährlichen und monatlichen Wasserhaushaltes von Flussgebieten des Mittelgebirges.- In: Informationen der TU Dresden, 20: 2-81.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; CASQUET, C.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1995): Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filabride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics.- In: Geologische Rundschau, International Journal of Earth Sciences, Vol. 84 (1): 175-186.
- GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C.; DE LUIS, M.; RAVENTÓS, J.; SÁNCHEZ, J.R. (2001): Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area.- In: International Journal of Climatology, 21 (7): 843-860.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; ALDAYA, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A. (1996): Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras.- In: Geologische Rundschau, International Journal of Earth Sciences, Vol. 85 (2): 350-362.
- GONZÁLEZ-SÁNCHEZ, E.; CALVO HERRERO, R. (1994): Estudio de la desertificación mediante imágenes Landsat.- El Campo, 131:109-116.
- GOODESS, C.M. & JONES, P.D. (2002): Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian precipitation.- In: International Journal of Climatology, 22: 1593-1615.
- GOODESS, C.M.; JONES, P.D. (2003): Changes in the intensity of mediterranean precipitation: A comparison of east/west trends and their causes.- In: Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 02925, European Geophysical Society 2003.
- GOSSMANN, H.; BANZHAF, E.; KLEIN, G. (1993): Regionalisierung ökologischer Daten - alte Aufgaben, neue Lösungswege. Das Freiburger Regionalisierungsmodell FREIM.- Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 87: 399-418.
- GOUDIE, A. (1995): Physische Geographie.- Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford.
- GREEN, W.H.; AMPT, G.A. (1911): Studies on soil physics: I. The flow of air and water through soils.- Journal of Agricultural sciences, 4, 1- 24.
- GURTZ, J. (1988): Beitrag zu den hydrologischen Grundlagen für die Gewährleistung der gesellschaftlich notwendigen Mehrfachnutzung der Wasserressourcen.- Dissertation (B) an der TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie, Dresden.
- HAGEDORN, J. (1988): Aktuelle und vorzeitliche Morphodynamik in der westlichen Kleinen Karoo (Südafrika).- In: Abhandlungen der Akademie der Wissenschaft in Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge 41: 169-1980.

- HARGREAVES, G.H. (1994): Defining and using reference evapotranspiration.- In: Journal for Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 120(6): 1132-1139.
- HARGREAVES, G.H.; SAMANI, Z.A. (1982): Estimating potential evapotranspiration.- In: Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 108: 225-230.
- HARGREAVES, G.H.; SAMANI, Z.A. (1985): Reference crop evapotranspiration from temperature.- In: Applied Engineering in Agriculture, 1 (2): 96-99.
- HARGREAVES, G.L.; HARGREAVES, G.H.; RILEY, J.P. (1985): Agricultural benefits for Senegal River basin.- In: Journal for Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 111(2): 113-124.
- HERNÁNDEZ FRANCO, J.; GRIS MARTÍNEZ, J.; MULA GÓMEZ, A.J. (1989): Avenidas y obras hidráulicas en el Guadalentín (Siglos XVII-XIX).- In: Gil Olcina, A.; Morales Gil, A. [Eds.], Avenidas Fluviales e Inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo, Guadalajara, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo: 434-446.
- HILL, J. (2001): Remote sensing of surface properties – the key to land degradation and desertification assessments.- In: Breckle, S.-W.; Veste, M.; Wucherer, W. [Eds.], Sustainable land use in deserts, Springer, Heidelberg: 243-254.
- HILL, J.; SOMMER, S.; MEHL, W.; MÉGIER, J. (1996): A conceptual framework for mapping and monitoring the degradation of Mediterranean ecosystems with remote sensing.- In: Hill, J.; Peter, D. [Eds.], The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean Basin, State of the art and future research, Proceedings on an experts workshop jointly organized by JRC/IRSA and DG XIII/D.2, D.4, Valencia, Spain, from 13 to 15 June 1994, Brussels, Luxembourg: 23-44.
- HILL, J.; SCHÜTT, B. (1997): Die Verwendung von Fernerkundungsdaten zur Erfassung komplexer Gefüge von Erosions- und Stabilitätsbereichen in mediterranen Trockengebieten.- Trierer Geographische Studien, 16: 185-201.
- HINDEL, R.; FLEIGE, H. (1991): Schwermetalle in Böden der Bundesrepublik Deutschland - geogene und anthropogene Anteile. Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung geogener (=lithogener und pedogener) Grundgehalte sowie anthropogener Zusatzbelastung.- Umweltforschungsplan des Bundesministers für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, (Umweltbundesamt Texte 10/91), Berlin.
- HOFRICHTER, R. (2002): Das Mittelmeer - Fauna, Flora, Ökologie.- Band I: Allgemeiner Teil, Heidelberg, Berlin.

- ICONA (1987): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Coy - 932.- Universidad de Murcia, Departamento de Geología, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1988a): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Lorca - 953.- Universidad de Murcia, Departamento de Q. Agrícola, Geología y edafología, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1988b): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Puerta Lumbreras - 975.- Universidad de Murcia, Departamento de Q. Agrícola, Geología y edafología, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1990a): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Zarcilla de Ramos - 931.- Universidad de Murcia, Departamento de Q. Agrícola, Geología y edafología, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1990b): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Orce - 951.- Consejo superior de investigaciones científicas, estación experimental del zaidín, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1992): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Vélez-Rubio 974.- Consejo superior de investigaciones científicas, estación experimental del zaidín, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- ICONA (1993): Proyecto Lucdeme, Mapa de suelos (Escala 1:100.000), Vélez-Blanco - 952.- Consejo superior de investigaciones científicas, estación experimental del zaidín, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Consejo superior de investigaciones científicas [Hrsg.].
- IGN (1995): Atlas Nacional de España, Tomo I, Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Madrid.
- INBAR, M. (1992): Rates of fluvial erosion in basins with mediterranean type climate.- In: Catena, 19: 393-409.
- ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, M.R. (1989): An Introduction to applied Geostatistics.- Oxford University press, Oxford.
- JAIN, S.C. (1982): IIHR Distributed Parameter Watershed Model.- Iowa Institute of Hydraulic Research, University of Iowa, Report No. 244.
- JENSEN, S.K. (1991): Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models. In: Hydrological Processes, 5, 1, 31-44.
- JENSEN, S.K.; DOMINGUE, J.O. (1988): Extracting topographic structures from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis.- In: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 11: 1593-1600.

- JENSEN, K.H.; MANTAGLOU, A. (1991): Future of Distributed Modelling.- In: Hydrological Processes, 5(1): 1-126.
- JUÁREZ, A. (1991): Simulation des durch Niederschlag verursachten Erosionsprozesses.- In: Mitteilungen des Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover, Heft 76: 1-150.
- JUNTA DE ANDALUCÍA. CONSEJERÍA DE MEDIO AMBIENTE (CMA) (1997): Senderos. Conoce los Parques Naturales Andaluces. Parque Natural Sierra de María - Los Vélez.- Sevilla.
- JÜRGENS, C. (2000): Fernerkundungsanwendungen im Precision Farming.- In: Zeitschrift für Geo- und Umweltwissenschaften, 144(3): 60-69.
- JULIÀ, R.; NEGENDANK, J. F. W.; SERET, G.; BRAUER, A.; BURJACHS, F.; ENDRES, CH.; GIRALT, S.; PARÉS, J. M.; ROCA, J. R. (1994): Holocene climatic change and desertification in the Western Mediterranean region.- In: Negendank, J. F. W. [Ed.], Alfred-Wegener-Conference "Climate dynamics recorded in long continental high resolution time series since the last interglacial". Alfred-Wegener-Stiftung, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin: 81-84.
- KATZ, R.W.; GLANTZ, M.H. (1977): Rainfall statistics, droughts and desertification in the Sahel.- In: Glantz, M.H. [Ed.], Desertification – Environmental degradation in and around arid lands: 81-102.
- KIRKBY, M.J.; NADEN, P.S.; BURT, T.P., BUTCHER, D.P. (1993): Computer simulation in Physical Geography.- 2nd edition, Chichester.
- KLEIN, G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformationen – Entwicklung eines geoökologischen Modells zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten.- Freiburger Geographische Hefte, Heft 44, Freiburg.
- KLEMMER, W.; SPRANZ, R. (1997): GIS - Projektplanung und Projektmanagement.- Bonn.
- KLINGEBIEL, A.A.; HORVATH, E.H.; REYBOLD, W.U.; MOORE, D.G.; FOSNIGHT, E.A.; LOVELAND, T.R. (1988): A Guide for the Use of Digital Elevation Model Data for Making Soil Surveys: U.S. Geological Survey Open-File Report 88-102.
- KRAUSE, P. (2000): Das hydrologische Modellsystem J2000 - Beschreibung und Anwendung in großen Flussgebieten.- Schriften des Forschungszentrums Jülich, Band 29.
- KUCHMENT, L.S.; DEMIDOV, V.N.; NADEN, P.S.; COOPER, D.M.; BROADHURST, P. (1996): Rainfall-runoff modelling of the Ouse basin, North Yorkshire: an application of a physically based distributed model.- In: Journal of Hydrology, 181: 323-342.

- KUHN, N. J.; SCHÜTT, B.; BAUMHAUER, R. (1997): Der rezente und subrezente Wasserhaushalt der Laguna de Gallocanta/Iberisches Randgebirge (Spanien).- In: *Geoökodynamik*, 18: 109-131.
- KUNZ, M.; KOTTMEIER, C. (2002): Starkniederschläge mit langer Andauer über Mittelgebirgen.- In: Tetzlaff, G.; Trautmann, T.; Radtke, K.S. [Hrsg.], *Zweites Forum Katastrophenvorsorge*, 24.-26. September 2001, Leipzig, Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV): 205-212.
- KURON, H.; STEINMETZ, H.J. (1958): Die Plantschwirkung von Regentropfen als ein Faktor der Bodenerosion.- In: *Assembles Generale de Toronto*, 3.-14. Sept. 1957, Tome I, Publ. 43 de l'Assoc. Int. de Hydrol. Scient. Gent: 141-145.
- KUTILEK, M.; NIELSEN, D.R. (1994): *Soil Hydrology*.- GeoEcology Textbook, Cremlingen-Destedt.
- LANG, G. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse*.- Jena.
- LANGBEIN, W.B.; SCHUMM, S.A. (1958): Yield of sediment in relation to mean annual precipitation.- In: *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol 39: 1076-1084.
- LASANTA, T.; GARCÍA-RUIZ, J.M.; PÉREZ-RONTOMÉ, C.; SANCHO-MARCÉN, C. (2000): Runoff and sediment yield in a semi-arid environment: the effect of land management after farmland abandonment.- In: *Catena*, 38: 265-278.
- LAUTENSACH, H. (1964): *Iberische Halbinsel*.- München.
- LAUTENSACH, H. (1969): *Iberische Halbinsel*.- 2. Auflage, München.
- LE HOUEROU, N.N. (1981): Impact of man and his animals on Mediterranean vegetation.- In: di Castri, F.; Goodall, D.W.; Specht, R.L. [Eds.], *Mediterranean-type shrublands*, Elsevier: 479-517.
- LEAVESLEY, G.H. (1983): *Precipitation-Runoff modelling System*.- Users Manual, U.S. Geological Survey, Water Resources, Investigation Report, 83.
- LENTISCO PUCHE, J.D. (1995): *El Parque Natural Sierra de María-Los Vélez, Vélez-Rubio*.
- LESER, H.; STÄBLEIN, G. (1975): *Geomorphologische Kartierung – Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25.000*.- Berliner Geogr. Abhandlungen, Sonderheft, Berlin.
- LOPES, V.L. (1996): On the effect of uncertainty in spatial distribution of rainfall on catchment modelling.- *Catena*, 28: 107-119.
- LÓPEZ-BERMÚDEZ, F. (1979): Inundaciones catastróficas, precipitaciones torrenciales y erosión en la provincia de Murcia.- In: *Papeles del Departamento de Geografía, Universidad de Murcia*: 49-91.

- LÓPEZ-BERMÚDEZ, F.; ALONSO-SARRIA, F.; ROMERO-DIAZ, MA.,A.; CONESA-GARCIA, C.; MARTINEZ-FERNANDEZ, JOSÉ; MARTINEZ-FERNANDEZ, JULIA (1992): Caracterización y diseño del campo experimental de Los Guillemos (Murcia) para el estudio de los procesos de erosión y desertificación en litologías blandas.- In: López-Bermúdez, F.; Conesa-García, C.; Romero-Díaz, Ma.,A. [Eds.], Estudios de Geomorfología en España, S.E.G. Murcia: 151-160.
- LUDWIG, K. (1979): Das Programmsystem FGMOD zur Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen in Flussgebieten.- In: Wasserwirtschaft, 69 (7/8): 226-228.
- MACPHAIL, R.I. (1992): Soil micromorphological evidence of ancient soil erosion.- In: Bell, M; Boardman, J. [Hrsg.], Past and Present Soil Erosion – Archaeological and Geographical Perspectives, Oxbow Monograph 22, Oxford.
- MAGNY, M. (1982): Atlantic and Sub-boreal: dampness and dryness?.- In: Harding, A. F. [Ed.] (1982), Climatic Change in Later Prehistory, Edinburgh: 33-43.
- MARGARIS, N.S.; KOUTSIDOU, E.; GIOURGA, C. (1996): Changes in Traditional Mediterranean Land-Use Systems.- In: Brandt, C.J.; Thornes, J.B. [Eds.], Mediterranean Desertification and Land use, John Wiley, Chichester: 29-42.
- MARK, D.M. (1983): Automated detection of drainage networks from digital elevation models.- In: Proceedings of the Sixth International Symposium on Automated Cartography, Auto-Carto VI, Ottawa: 288-289.
- MARTÍNEZ COB, A. (2002): Infraestimación de la evapotranspiración potencial con el método de Thornthwaite en climas semiáridos.- In: Cuadrat Prats, J.M.; Vicente Serrano, S.M.; Saz Sánchez, M.A., La información climática como herramienta de gestión ambiental – Bases de datos y tratamiento de series climatológicas, VII Reunión Nacional de Climatología, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- MATHESS, G.; PEKDEGER, A. (1980): Chemisch-biochemische Umsetzung bei der Grundwasserneubildung.- In: Gas- und Wasserfach, 121: 214-219.
- MAY, T. (1988): Naturräumliche Bedingungen, Landnutzung und Landschaftsdegradation in der Sierra de la Contraviesa (Provincia de Granada, Hochandalusien) – eine Fallstudie aus dem südwestlichen Mittelmeergebiet.- Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau.
- MAY, T.; SCHUMACHER, T.; MÜLLER, J.; KUNST, M. (1992): Zur Frage anthropogener Einwirkungen auf die Vegetation im Rahmen der Neolithisierung des Mittelmeerraumes. Beispiele aus Ostspanien und Dalmatien.- In: Die Erde, 123 (1): 29-47.
- MÉNDEZ, R.; MOLINERO, F. (1993): Geografía de España.- Barcelona.

- MENSCHING, H. (1958): Glacis, Fußfläche, Pediment.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Band 2(3): 165-186.
- MENSCHING, H. (1964): Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel.- Würzburger Geographische Arbeiten, 12: 141-158.
- MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen.- In: Geologische Rundschau, Band 58: 62-82.
- MENSCHING, H. (1970): Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Ober-Volta und Niger). Beobachtungen zum arid-morphodynamischen System und zur Morphogenese in den Randtropen Westafrikas.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 10: 1-29.
- MENSCHING, H. (1973): Pediment und Glacis - ihre Morphogenese und Einordnung in das System der klimatischen Geomorphologie aufgrund von Beobachtungen im Trockengebiet Nordamerikas (USA und Nordmexiko).- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 17: 133-155.
- MENSCHING, H.; RAYNAL, R. (1954): Fußflächen in Marokko.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Band 3: 171-176.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre.- Züricher Geographische Schriften, ETH Zürich, 67.
- MEYNEN, E. (1985): Internationales Geographisches Glossarium.- Wiesbaden, 167.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1999): Las precipitaciones maximas en 24 horas y sus periodos de retorno en España – Un estudio por regiones.- Volumen 7, Murcia, Publicacion del INM.
- MONTHEITH, T.J.L. (1975): Vegetation and the atmosphere.- Principles, Vol. 1, Academic Press, London.
- MOORE, R.F.; THORNES, J.B. (1976): LEAP - a suit of Fortran IV programs for generating erosional potentials of land surfaces from topographic information.- In: Computers & Geosciences, Vol. 2, 493-499.
- MOORE, I.D.; BURCH, G.J.; O'LOUGHLIN, E.M. (1986): Reply to "Comments on 'Soil Erosion Class and Landscape Position' ".- In: Journal of the American Soil Science Society, Vol. 50: 1374-1375.
- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. (1991): Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications.- In: Hydrological Processes, 5: 3-30.

- MORENO GARCIA, M.C.; VIDE, J.M. (1986): Estudios preliminar sobre las tendencias de la precipitación anual en el sur de la Península Ibérica: El caso de Gibraltar.- In: II. Simposio sobre el agua en Andalucía, Granada, 1986, Vol. I: 37-44.
- MÜNCH, A. (1993): AKWA-M Programmdokumentation.- Institut für Hydrologie und Meteorologie, TU Dresden, Dresden.
- NAVARRO HERVAS, F.N. (1991): El Sistemas Hidrográfico del Guadalentín, Region de Murcia.- Consejería de Política Territorial, Obras Públicas y Medio Ambiente, Cuadernos Tecnicos 6.
- NAVEH, Z.; DAN, J. (1973): The human degradation of Mediterranean landscapes in Israel.- In: di Castri, F.; Mooney, H.A. [Eds.], Mediterranean type ecosystems, Springer Verlag: 373-390.
- NICHOLSON, S.E. (1983): Subsaharan rainfall and the years 1976 - 1980 - evidence of continued drought.- In: Monthly Weather Review, Vol. 111: 1646-1654.
- OBLED, C.; TOURASSE, P. (1994): Uncertainty in flood forecasting: a French case study.- In: Rossi, G.; Harmancioglu, N.; Yevjevich, V. [Eds.], Coping with floods, Kluwer Academic, Dordrecht: 473-502.
- O'CALLAGHAN, J.F.; MARK, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data.- In: Comput. Vision Graphics Image Proc., 28: 323-344.
- OKE, T.R. (1987): Boundary Layer Climates.- 2. Auflage, Routledge, London.
- OSTROWSKI, M.W. (1982): Ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz.- Mitteilungen des Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, 42.
- PALUTIKOF, J.P.; GOODESS, C.M.; GUO, X. (1994): Seasonal scenarios of the change in potential evapotranspiration due to the enhanced greenhouse effect in the Mediterranean Basin.- In: International Journal of Climatology, 14: 853-869.
- PALUTIKOF, J.P.; CONTE, M.; CASIMIRO MENDES, J.; GOODESS, C.M.; ESPIRITO SANTO, F. (1996): Climate and Climatic Change.- In: Brandt, C.J.; Thornes, J.B. [Hrsg.], Mediterranean Desertification and Land Use, Chichester: 43-86.
- PAQUET, J. (1969): Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne).- In: Mém. Soc. géol. France, nouv. ser., XLVIII, mém. Nr. 111: 1-270.
- PÉREZ-OBÍOL, R.; JULIA, R. (1994): Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30.000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles.- In: Quaternary Research, 41: 91-98.

- PESCHKE, G. (1977): Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden.- *Acta hydrophysica*, 22(1), 39-48.
- PESCHKE, G. (1987): Soil Moisture and Runoff Components from a physically founded approach.- *Acta hydrophysica*, 31(3/4), 191-205.
- PEUCKER, T.K.; DOUGLAS, D.H. (1975): Detection of surface specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data.- In: *Comput. Graphics Image Proc.*, 4: 375-387.
- PICKUP, G.; CHEWINGS, V.H. (1988): Forecasting patterns of erosion in arid land forms from Landsat MSS data.- In: *International Journal of Remote Sensing*, 9: 69-84.
- PILGRIM, D.H.; CHAPMAN, T.G.; DORAN, D.G. (1988): Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions.- In: *Journal of Hydrological Sciences*, Vol. 33 (4): 379-400.
- PILZ, R. (1908): Die Erzlagerstätten von Cartagena in Spanien.- In: *Zeitschrift für praktische Geologie*, 16: 177-190.
- POESEN, J.W.A.; HOOKE, J.M. (1997): Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe.- In: *Progress in Physical Geography*, 21 (2): 157-199.
- PONS, A. (1980): The History of the Mediterranean Shrublands.- In: Goodall, D.W. [Ed.], 1980, *Ecosystems of the World, Maquis and Chaparral*, Elsevier, Amsterdam, Vol. 11: 131-138.
- PONS, A.; REILLE, M. (1988): The Holocene- and Upper-Pleistocene Pollen Record from Padul (Granada, Spain): A New Study.- In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 243-263.
- POST, J. (2002): Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt des oberen Río Guadalentín (Südost Spanien) – Anwendung eines flächendifferenzierten Wasserhaushalts-Simulations-Modells.- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Trier.
- REED, J.M.; STEVENSON, A.C.; JUGGINS, S. (2001): A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz.- In: *The Holocene*, 11 (6): 707-719.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers der Hellmann-Niederschlagsmessers.- *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 194, Offenbach am Main.
- RIEDLINGER, T. (2001): Wanderung entlang des Río Luchena.- In: Roth, D.; Schütt, B.; Baumhauer, R. [Hrsg.], *Los Vélez – ein landeskundlicher Reiseführer für eine Region in Südost-Spanien*.- *Trierer Geographische Studien*, Heft 24, Trier.

- RIES, J.B. (1995): Landnutzungswandel, Geomorphodynamik und Landdegradation in Nordostspanien.- In: Mäckel, R.; Drescher, A.; Ries, J.B. [Hrsg.], *Angewandte Physiogeographie der Tropen und Subtropen*, APT-Berichte (1), Freiburg i. Br: 41-50.
- RIES, J.B. (2000): Geomorphodynamik und Landdegradation auf Brachflächen zwischen Ebrobecken und Pyrenäen. Großmaßstäbiges Monitoring zur Erfassung und Prognose des Prozessgeschehens im Landnutzungswandel als Beitrag zur Methodenentwicklung.- Habilitationsschrift, geowissenschaftliche/geographische Fakultät Frankfurt.
- RIES, J.B. (2002): Geomorphodynamics on fallow land and abandoned fields in the Ebro Basin and the Pyrenees - Monitoring of processes and development.- In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Band 127: 21-45.
- RIES, J.B.; MARZOLFF, I. (1997): Identification of sediment sources by large-scale aerial photography taken from a monitoring blimp.- In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 22 (3-4): 295-302.
- RIES, J.B.; MARZOLFF, I. (2003): Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp.- In: *Catena*, 50: 309-328.
- RIVAS MARTÍNEZ, S.; PEINADO LORCA, M. (1987): *La vegetación de España*.- Alcalá de Henares
- RODRIGO, F.S.; ESTEBAN-PARRA, M.J.; POZO-VÁZQUEZ, D.; CASTRO-DÍEZ, Y. (2000): A 500-year precipitation record in Southern Spain.- In: *International Journal of Climatology*, 19 (11): 1233-1253.
- RODRIGO, F.S.; ESTEBAN-PARRA, M.J.; POZO-VÁZQUEZ, D.; CASTRO-DÍEZ, Y. (2000): Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales.- In: *International Journal of Climatology*, 20 (7): 721-732.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; EAGLESON, P.S. (1987): Mathematical Models of Rainstorm Events in Space and Time.- In: *Water Resources Research*, Vol. 23 (1):181-190.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten.- In: *Eiszeitalter und Gegenwart*, 21: 81-96.
- ROHDENBURG, H. (1977): Neue 14C-Daten aus Marokko und Spanien und ihre Aussagen für die Relief- und Bodenentwicklung im Holozän und im Jungpleistozän.- In: *Catena*, 4:215-228.
- ROHDENBURG, H.; SABELBERG, U. (1969): Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetischen Stellung des westlichen Mittelmeergebietes.- In: *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 7:27-47.

- ROHDENBURG, H.; SABELBERG, U. (1972): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.N., Suppl.-Bd. 15: 87-92.
- ROHDENBURG, H.; SABELBERG, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung, vorwiegend nach Untersuchungen an Kliffprofilen auf den Balearen und an der marokkanischen Atlantikküste.- In: Catena, 1: 71-180.
- ROMERO, R.; SUMNER, G.; RAMIS, C.; GENOVÉS, A. (1999): A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area.- In: International Journal of Climatology, 19 (7): 765-785.
- ROMERO DIAZ, M.A.; CABEZAS, F.; LOPEZ BERMUDEZ, F. (1992): Erosion and fluvial sedimentation in the River Segura Basin (Spain).- In: Catena, 19: 379-392.
- ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. (1983): Microclimate – the Biological Environment.- 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York.
- ROTH, D. (2001): Geschichte von Los Vélez.- In: Roth, D.; Schütt, B.; Baumhauer, R. [Hrsg.], Los Vélez – ein landeskundlicher Reiseführer für eine Region in Südost-Spanien.- Trierer Geographische Studien, Heft 24, Trier: 59-86.
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, M. (1982): Apogeo y crisis del estado cordobés: La utilización de los recursos naturales.- In: Historia de Andalucía, Band I: De Tartessos al Islam, Madrid: 301-323.
- SAUER, T. (2002): Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt auf Brachflächen in Aragón (Spanien).- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main.
- SAURER, H. (1989): Rasterorientierte Informationssysteme in der Geographie - Konzepte und Erfahrungen bei der Realisierung eines GIS für die Waldschadensforschung.- Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 74, Würzburg.
- SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G.; HARTGE, K.-H.; SCHWERTMANN, U. (1998): Schaffer/Schachtschabel - Lehrbuch der Bodenkunde.- 14. Auflage, Stuttgart.
- SCHIMANSKY, S. (2002): Touristische Inwertsetzung von Viehtriften als Chance für den ländlichen Raum - untersucht am Beispiel des Nordosten Andalusiens.- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Trier.
- SCHMIDT, M. (1930): Weitere Studien in der iberisch-balearischen Trias I.- In: Sitzungsbericht der preußischen Akademie der Wissenschaften, phys. math. Kl., Berlin, 26: 474-488.

- SCHMIDT, M. (1937): Probleme in der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung.- In: Géol. Méditerr. occid., Paris/Liège (Béranger), 4: 1-59.
- SCHÖNENBERG, R.; NEUGEBAUER, J. (1994): Einführung in die Geologie Europas.- 6. Auflage, Freiburg.
- SCHÖNENBERG, R.; NEUGEBAUER, J. (1997): Einführung in die Geologie Europas.- 7. Auflage, Freiburg.
- SCHROEDER, D. (1992): Bodenkunde in Stichworten.- Berlin, 175 S.
- SCHÜTT, B. (1998a): Reconstruction of Holocene Paleoenvironments in the Endorheic Basin of Laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of Mineralogical and Geochemical Characters from Lacustrine Sediments.- In: Journal of Paleolimnology, 20: 217-234.
- SCHÜTT, B. (1998b): Reconstruction of palaeoenvironmental conditions by investigation of Holocene playa-sediments in the Ebro Basin, Spain: Preliminary results.- In: Geomorphology, 23, 273-283.
- SCHÜTT, B. (2000): Holocene paleohydrology of playa lakes in northern and central Spain: a reconstruction based on the mineral composition of lacustrine sediments.- In: Quaternary International, 73/74 (2000): 7-27.
- SCHÜTT, B. (2001): Der Naturraum der Region Los Vélez und angrenzender Gebiete.- In: Roth, D.; Schütt, B.; Baumhauer, R. [Hrsg.], Los Vélez – ein landeskundlicher Reiseführer für eine Region in Südost-Spanien.- Trierer Geographische Studien, Heft 24, Trier: 13-34.
- SCHÜTT, B. (2004a): Zum holozänen Klimawandel der zentralen Iberischen Halbinsel.- Relief, Boden, Paläoklima, Band 20, Berlin, Stuttgart.
- SCHÜTT, B. (2004b): The chemistry of playa-lake-sediments as a tool for the reconstruction of Holocene environmental conditions – a case study from the central Ebro basin.- In: Smykatz-Kloss, W.; Felix-Henningsen, P. [Eds.], Paleoecology of Quaternary drylands.- Lecture Notes in Earth Sciences, 102: 5-30.
- SCHÜTT, B. (2005): Late Quaternary Environmental Change on the Iberian Peninsula.- In: Die Erde, 136 (1): 23-34.
- SCHÜTT, B. (2006): Rekonstruktion, Abbildung und Modellierung der holozänen Reliefentwicklung der Cañada Hermosa, Einzugsgebiet des Rio Guadalentin (SE Iberische Halbinsel).- In: Nova Acta Leopoldina NF 94, 346.
- SCHÜTT, B.; BAUMHAUER, R. (1996): Playasedimente aus dem zentralen Ebrobecken/Spanien als Indikatoren für holozäne Klimaschwankungen - ein vorläufiger Bericht.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 140, 1996/1: 33-42.

- SCHÜTT, B.; BAUMHAUER, R. (1999): Holozäner Klimawandel im Becken der Laguna de Gallocanta (Iberisches Randgebirge) - Die Rekonstruktion vorzeitlicher geomorphologischer Prozeßgefüge mit Hilfe der statistischen Analyse mineralogischer und geochemischer Indikatoren limnischer Sedimente.- In: Erdkunde, 53: 48-64.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen.- Züricher Geographische Schriften, Heft 69.
- SCHULLA, J.; JASPER, K. (2000): Model Description WaSiM-ETH (Water balance Simulation Model ETH).- Eidgenössisch Technische Hochschule Zürich (ETH), Zürich.
- SCHULTEN, A. (1974): Iberische Landeskunde - Geographie des antiken Spanien.- 2. Aufl., Baden-Baden.
- SCHULTZ, J. (2000): Handbuch der Ökozonen.- Stuttgart.
- SCHULZ, H.D. (1993): Stratigraphie und Küstenlinien im Holozän von Ibiza.- In: Madrider Mitteilungen, 34: 108-126.
- SCHUMACHER, R. (1983): Zur Gesteins- und Mineralverwitterung am Nordrand des Jaz-Murian-Beckens, SE-Iran.- Würzburger Geographische Arbeiten, 59.
- SEEGER, M. (2001): Boden und Bodenwasserhaushalt als Indikatoren der Landdegradierung auf extensivierten Nutzflächen in Aragón / Spanien.- Freiburger Geographische Hefte, Heft 63, Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- SERRET-BACHET, F.; GUIOT, J. (1987): Summer temperature from tree rings in the Mediterranean area during the last 800 years.- In: Berger, W.; Labeyrie, L. [Eds.], Abrupt climatic change, Amsterdam: 89-97.
- SEUFFERT, O. (1992): Projekt Geoökodynamik (Geocodynamics) in southern Sardinia.- In: Geoöko-Plus, 3: 111-128.
- SEUFFERT, O. (1993): Die Bodenerosion als ökologischer Faktor und als wissenschaftliches Problem.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 137 (5): 259-274.
- SEUFFERT, O.; MOTZER, H.; DIECKMANN, H.; HARRES, H.P.; STÜVE, P.; WARTWIG, H. (1988): Rainfall-runoff and rainfall-erosion-relations on hillslopes – new equations and their experimental background.- In: Geoökodynamik, Band 9: 17-40.
- SEUFFERT, O.; MOTZER, H.; DIECKMANN, H.; HARRES, H.-P. (1992): Rainfall and Erosion - detailed studies of 3 rainfall-runoff-erosion events on erosion plots in Southern Sardinia.- In: Geoöko-Plus, 3: 129-137.

- SEUFFERT, O.; HERRIG, K.; OLLESCH, G. BUSCHE, D. (1999): REI – an integrated rainfall erosivity index for assessing and correlating rainfall structure, runoff and erosion.- In: *Geoökodynamik*, Band 20: 1-54.
- SEVRUK, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz.- *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 52.
- SEVRUK, B. (1985): Corrections of Precipitation measurements.- *ETH/IASH/WMO Workshop on the correction of Precipitation measurements*, Zürich, April 1-3, 1985. *Zürcher Geographische Schriften*, ETH Zürich, 23, 288 S.
- SINGH, V.P. (1997): Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph.- In: *Hydrological Processes*, 11: 1649-1669.
- SKOWRONEK, A. (1978): Untersuchungen zur Terra rossa in E- und S-Spanien - ein regional-pedologischer Vergleich.- *Würzburger Geographische Arbeiten*, 47.
- STÄBLEIN, G. (1973): Rezente und fossile Spuren der Morphodynamik in Gebirgsrandzonen des Kastilischen Scheidegebirges.- In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Band 17: 177-194.
- STAUB, R. (1934): Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren.- *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich*, LXXIX: 271-332.
- STROBEL, J. (1988): Digitale Forstkarte und Forsteinrichtung - Anwendung von GIS-Technologie (Arc/INFO) in der forstlichen Praxis.- *Salzburger Geographische Materialien*, Heft 12, Salzburg.
- STUIVER, M.; LONG, A.; KRA, R.S. (1993): Calibration 1993.- In: *Radiocarbon*, Vol. 35 (1): 215-230.
- STUIVER, M. (1998): Calibration 1993.- In: *Radiocarbon*, Vol. 40: 1041-1083.
- SUMNER, G.; HOMAR, V.; RAMIS, C. (2001): Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain.- In: *International Journal of Climatology*, 21 (2): 219-247.
- TARBOTON, D. G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991): On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data.- In: *Hydrological Processes*, 5: 81-100.
- TERRAL, J.-F.; ARNOLD-SIMARD, G. (1996): Beginnings of olive cultivation in relation to the Holocene bioclimatic changes.- In: *Quaternary Research*, 46: 176-185.

- TERRAL, J.-F.; MENGÜAL, X. (1999): Reconstruction of holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal.- In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153: 71-92.
- THIEMANN, S. (2001): Die jungquartäre Landschaftsentwicklung der Talweite des Rio Luchena (SE Fuß der Sierra del Pericay, Provinz Murcia, SE Spanien).- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Trier.
- THORNES, J.B. (1985): The ecology of erosion.- In: *Geography*: 222-235.
- THORNES, J.B. (1990): *Vegetation and erosion. Processes and environments.*- British Geomorphological Research Group Symp. Ser., Wiley, Chichester.
- THORNES, J.B. (1995): Mediterranean desertification and the vegetation cover.- In: Fantechi, R.; Peter, D.; Balabanis, P.; Rubio, J.L. [Eds.], *Desertification in a european context - Physical and socioeconomic aspects, Proceedings of the European School of Climatology and Natural Hazards Course, El Campello, Pueblo Acentilado, Alicante, Spain, 6-13 October 1993, Final Report, Brussels.*
- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate.- In: *Geographical Review*, 38: 55-94.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. (1955): The water balance.- *Publications in Climatology*, 8: 1-86.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. (1957): Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance.- *Publications in Climatology*, 10: 243-311.
- TINAPP, C. (2002): *Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung der südlichen Leipziger Tieflandsbucht.*- Trierer Geographische Studien, Heft 26, Trier.
- TODINI, E. (1988): Rainfall-runoff modeling - Past, Present and Future.- In: *Journal of Hydrology*, 100: 341-352.
- TRICART, J.; RAYNAL, R.; BESANCON, J. (1972): Cônes rocheux, pédiments, glacis.- In: *Annales de Géographie*, 443 (81): 1-25.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME - UNEP [ED.] (1991): *Status of desertification and implementation of the United Nations plan of action to combat desertification.*- Report of the executive director to the governing council, 3rd special session, Nairobi.
- VAN ZUIDAM, R.A. (1976): *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain - processes and land forms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin.*- Publicatie uit het Geografisch Instituut der Rijksuniversiteit Utrecht, Serie B, Nr. 66.

- VERNET, J.-L. (1990): Man and vegetation in the Mediterranean area during the last 20,000 years.- In: Di Castri, F.; Hansen, A.J.; Debussche, M. [Eds], Biological Invasions in Europe and the Mediterranean Basin, Kluwer, Dordrecht: 161-177.
- VITA-FINZI, C. (1969): Mediterranean Valleys. Geological changes in historical times.- Cambridge.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten.- Stuttgart.
- WAGNER, H.G. (2001): Mittelmeerraum.- Wissenschaftliche Länderkunden der wissenschaftlichen Buchgesellschaft Darmstadt, Darmstadt.
- WAINWRIGHT, J., MULLIGAN, M.; THORNES, J. (1999): Plants and water in drylands.- In: Baird, A. J.; Wilby, R. L. [Eds.], Eco-Hydrology, New York: 78-126.
- WALLING, D.E. (1986): Sediment yields and sediment delivery dynamics in Arab countries: some problems and research needs.- In: Journal of Water Resources, 5(1): 775-798.
- WALLING, D.E.; KLEO, A.H.A. (1979): Sediment yields of rivers in areas of low precipitation – a global view.- In: IASH Publ., 128: 479-492.
- WALLING, D.E.; WEBB, B.W. (1983): Patterns of sediment yield.- In: Gregory, K.J. [Ed.], Background to Palaeohydrology, John Wiley & Sons: 69-100.
- WALTER, H.; LIETH, H. (1967): Klimadiagramm – Weltatlas.- Fischer-Verlag, Jena.
- WALTER, I.A.; ALLEN, R.G.; ELLIOTT, R.; MECHAM, B.; JENSEN, M.E.; ITENFISU, D.; HOWELL, T.A.; SNYDER, R.; BROWN, P.; ECHINGS, S.; SPOFFORD, T.; HATTENDORF, M.; CUENCA, R.H.; WRIGHT, J.L.; MARTIN, D. (2000): ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation.- In: Evans, R.G.; Benham, B.L.; Trooien, T.P. [Eds.], Proc. National Irrigation Symposium, ASAE, Nov. 14-16, 2000, Phoenix, AZ: 209-215.
- WEISE, O. (1970): Zur Morphodynamik der Pediplanation - mit Beispielen aus Iran.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 10: 64-87.
- WEISE, O. (1974): Zur Hangentwicklung und Flächenbildung im Trockengebiet des iranischen Hochlandes.- Würzburger Geographische Arbeiten, Band 42.
- WENDLING, U. (1975): Zur Messung und Schätzung der potentiellen Verdunstung.- In: Zeitschrift für Meteorologie, 25(2): 103-111.
- WENZENS, G. (1974): Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung der Kalkkrusten-, Pediment- und Poljenprobleme.- Düsseldorfer Geographische Schriften, 2.

- WENZENS, G. (1978): Zur Genese von Schwemmfächern und Pedimenten in den Basin and Range-Landschaften Nordamerikas.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 30: 74-92.
- WERNER, D.J. (1972): Beobachtungen an Bergfußflächen in den Trockengebieten NW-Argentiniens.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 15: 1-20.
- WICHE, K. (1961): Beiträge zur Formenentwicklung der Sierrren am unteren Segura (Südost-Spanien).- In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, Wien, Band 103, Heft II: 125-157.
- WILLIAMS, J.R.; HUNN, R.W. (1972): HYMO, a problem-oriented computer language for building hydrologic models.- In: Water Resources Research, 8: 79-86.
- WILSON, L. (1973): Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation.- In: American Journal of Science, 273: 335-349.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. (1978): Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning.- USDA Agriculture Handbook 537, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- WOOD, E.F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling.- In: Journal of Hydrology, 102: 29-47.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION - WMO [ED.] (1993): Analysis methods of Precipitation on a Global Scale.- Report of a GEWEX-Workshop, Koblenz, Germany, 14.-17.09.1992, WCRP-81, WMO/TD-No. 588.
- YAIR, A.; ENZEL, Y. (1987): The relationship between annual rainfall and sediment yield in arid and semi-arid areas. The case of the northern Negev.- In: Catena, Suppl. 10: 121-135.
- YOUNG, A. (1969): Present rate of land erosion.- In: Nature, 224: 851-852.
- ZEVERBERGEN, L.W.; THORNE, C.R. (1987): Quantitative Analysis of Land Surface Topography.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 12: 47-56.
- ZIPF, A. (1996): Einführung in GIS und ARC/INFO.- Heidelberger Geographische Bausteine, Heft 13, Heidelberg.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente.- Relief, Boden, Paläoklima, Band 13, Gebrüder Borntraeger, Berlin & Stuttgart.

Internet-Links

AGRICULTURA AGUA Y MEDIO AMBIENTE (SIGA): <http://www.carm.es/siga/esquema/indice.htm> .-
Stand 01.11.2005

CLIMATE RESEARCH UNIT (CRU): <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> .- Stand 01.11.2005

CONFÉDERACION HIDROGRAFICA DEL SEGURA (CHS): <http://www.mma.es/cuencas/segura> .- Stand
01.11.2005

DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD):

http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/daten/online/nat/ausgabe_monatswerte.htm .- Stand
01.11.2005.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA (INM): <http://www.inm.es> .- Stand 01.11.2005

Anhang 1 - Abbildungen

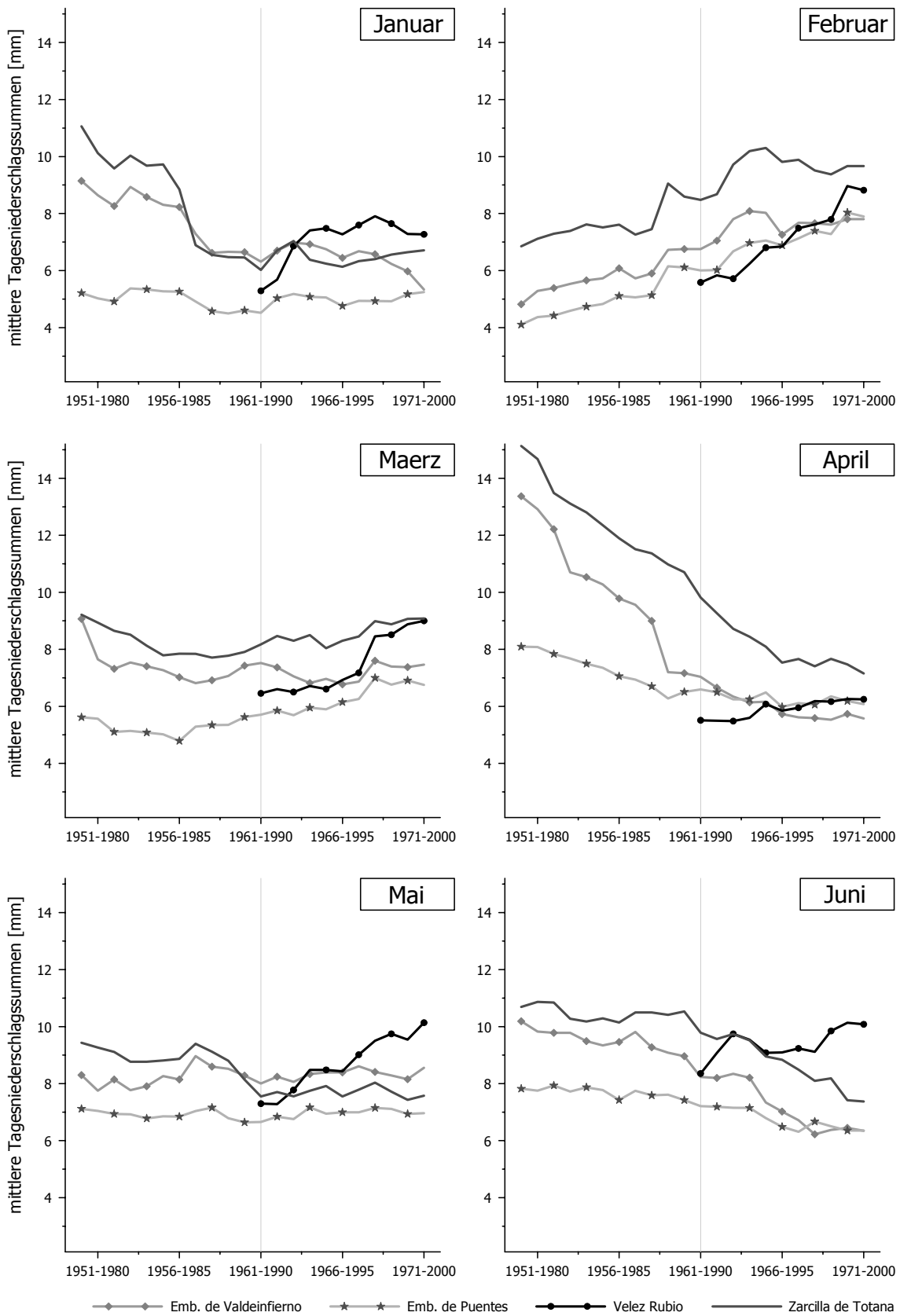


Abbildung A1 Gleitendes 30 jähriges Mittel der monatlichen (Januar bis Juni) Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung und Darstellung

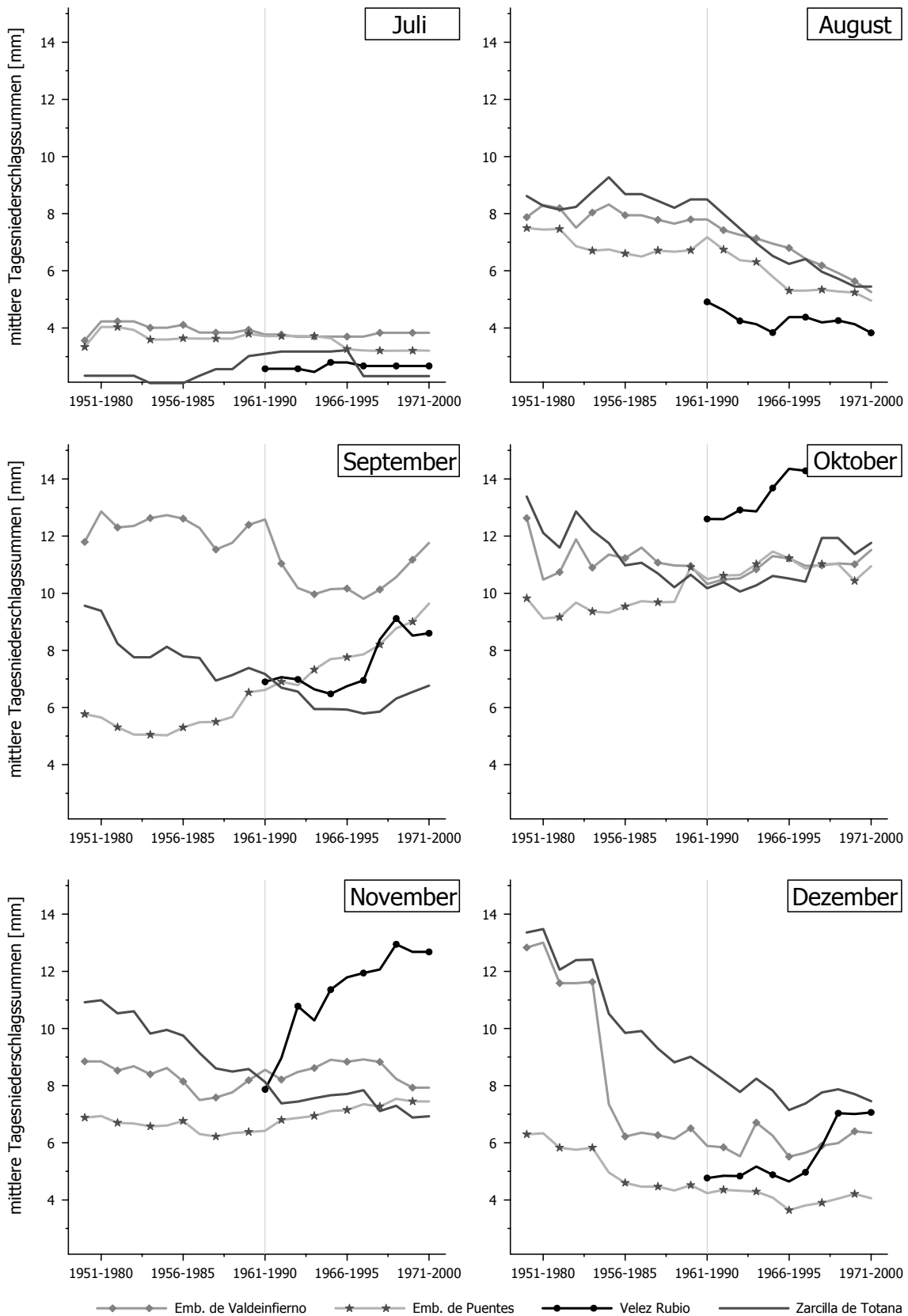


Abbildung A2 Gleitendes 30 jähriges Mittel der monatlichen (Juli bis Dezember) Niederschlagsdichte von 1950 bis 2000 für vier ausgewählte Klimastationen; eigene Berechnung & Darstellung

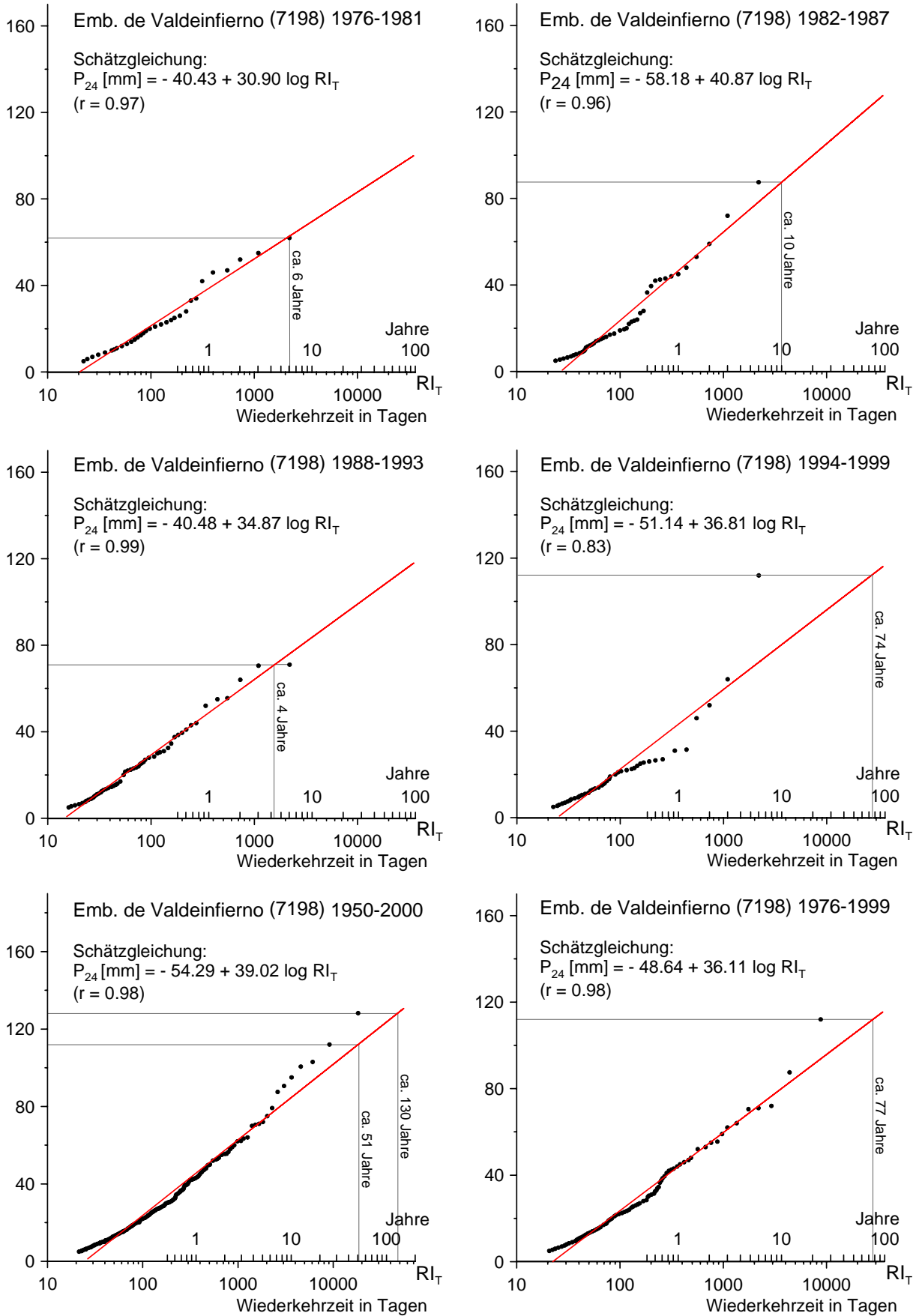


Abbildung A3 Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation *Embalse de Valdeinfierno* für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

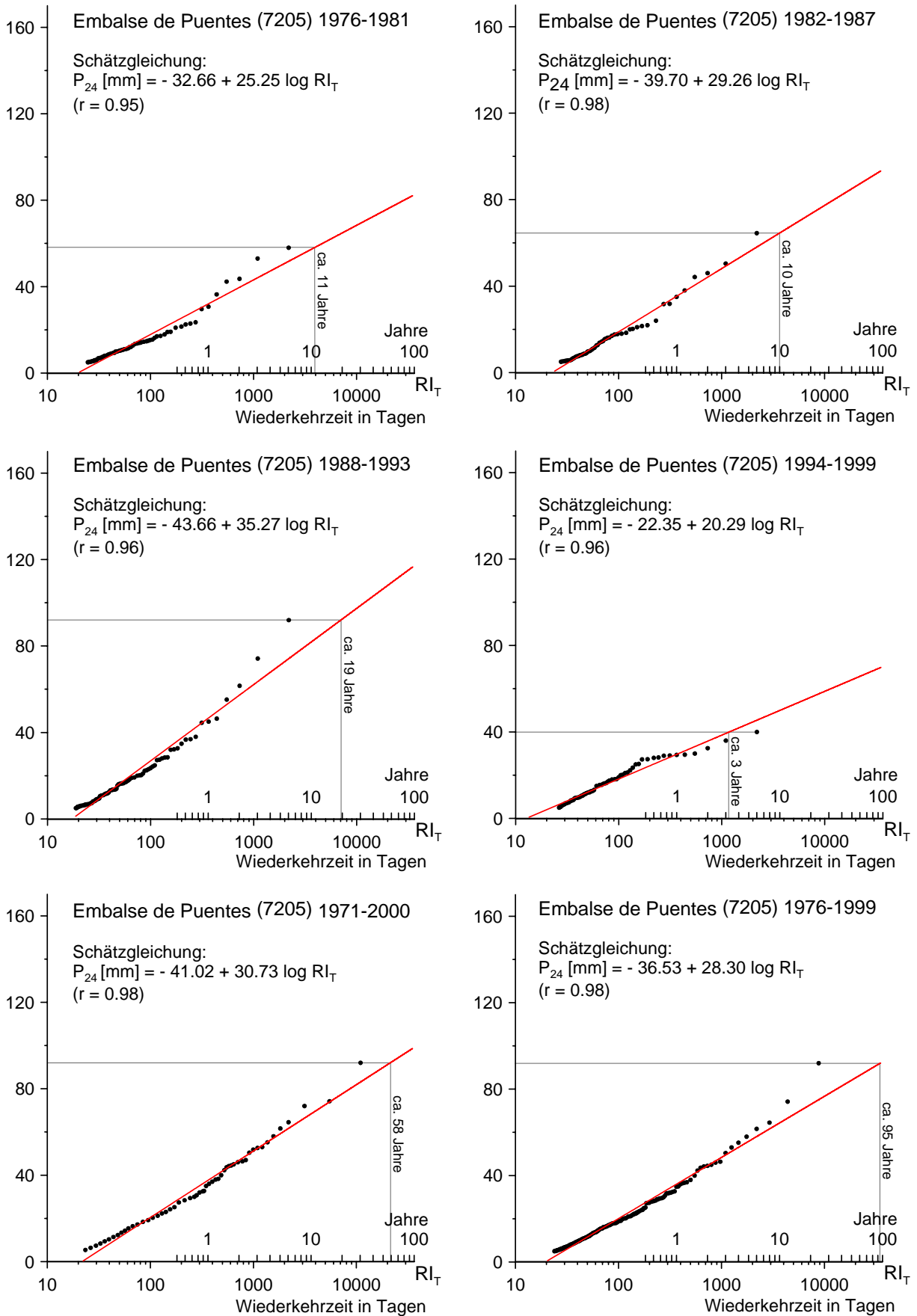


Abbildung A4 Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation *Embalse de Puentes* für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

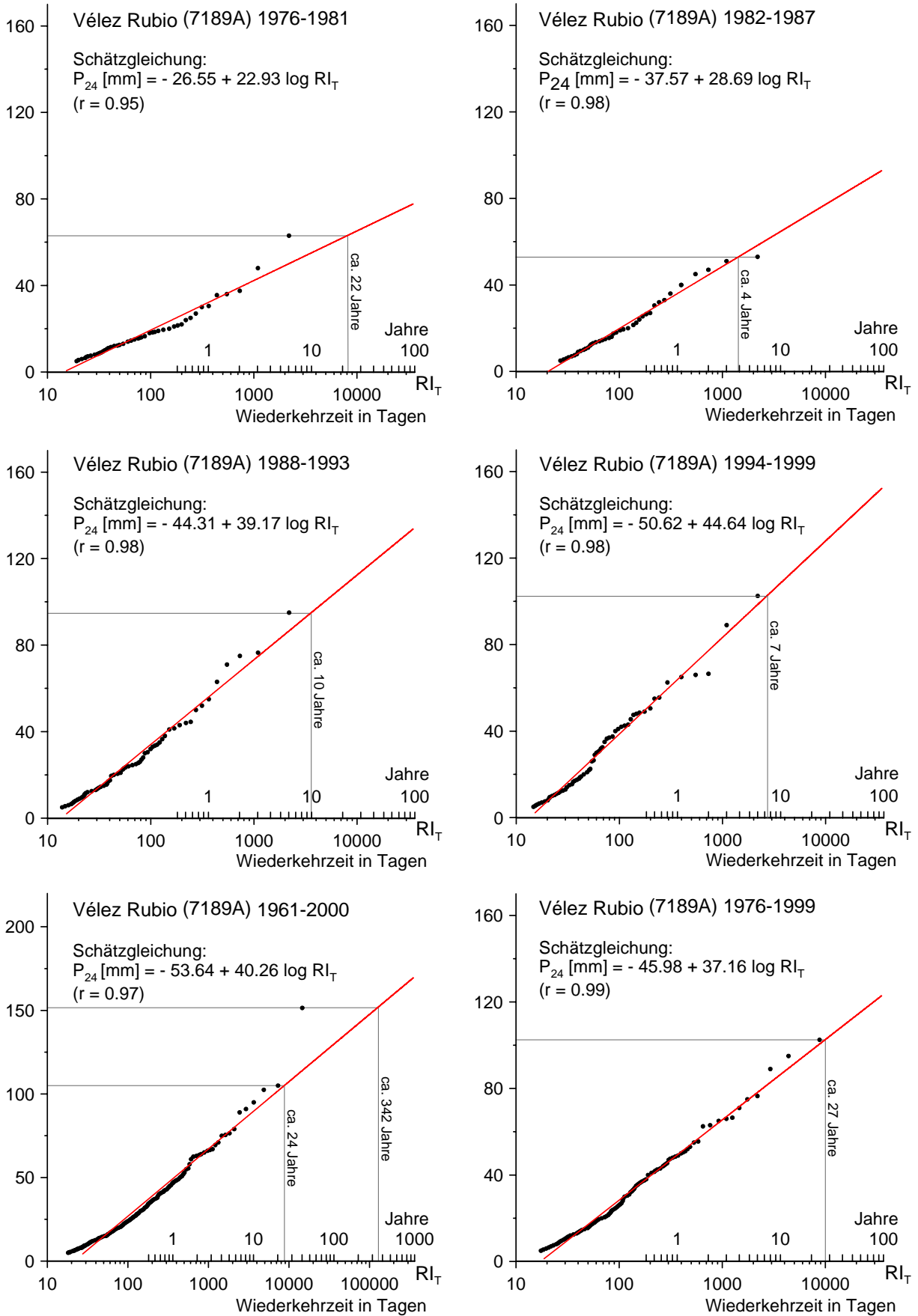


Abbildung A5 Größenfrequenzdiagramme der täglichen Niederschläge [mm] an der Klimastation *Vélez-Rubio* für verschiedene Zeiträume; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in Murcia (vgl. Kapitel 3.1.1)

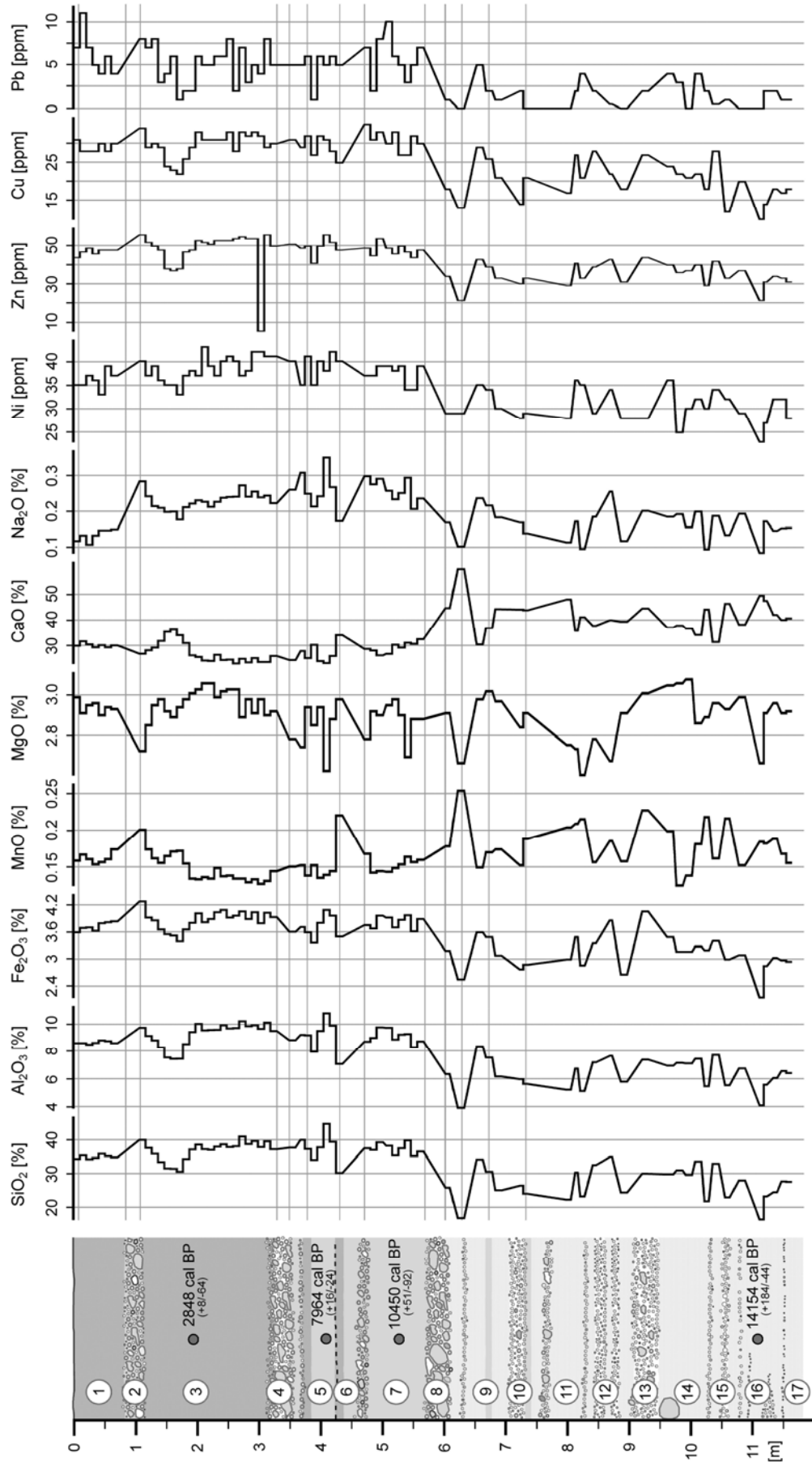


Abbildung A6 Stratigraphie, Datierungen sowie Differenzierung von ausgewählten Hauptelemente [%] und Spurenelemente [ppm] für den Aufschluss 04 am *Rio Caramel* (vgl. Abbildung 51)

Anhang 2 - Tabellen

Tabelle T1

Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *Embalse de Valdeinfierno (EMV_7198)* für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder sind interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Embalse de Valdeinfierno (7198)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan	59.0	22.9	0.0	12.6	7.7	2.5	30.2	45.0	20.4	20.0	39.0	0.0	0.0	3.0	14.0	18.0	0.0	9.0	38.0	59.0	114.4	18.0	10.0	4.1	4.0	5.0
Feb	0.0	0.0	2.4	11.5	10.6	1.4	21.2	0.0	0.0	61.5	0.0	0.0	0.0	6.0	11.0	32.0	0.0	15.0	36.9	31.0	0.0	1.0	9.0	9.0	15.0	47.0
Mär	52.6	36.0	0.0	15.7	25.6	7.5	57.6	0.0	0.0	36.5	5.0	12.0	134.0	20.0	0.0	9.0	0.0	0.0	72.0	25.0	17.0	78.0	69.3	56.0	30.0	27.0
Apr	20.0	188.0	146.2	15.2	74.6	29.8	30.7	53.9	60.0	9.0	61.5	17.3	47.5	16.0	18.0	13.0	19.0	66.4	35.0	26.0	26.0	57.0	10.0	0.0	36.0	102.0
Mai	48.9	4.2	40.4	0.0	0.0	19.0	5.4	61.6	29.0	142.0	33.5	0.0	34.0	17.0	0.0	13.0	4.5	17.0	20.0	43.0	0.0	57.0	38.0	6.0	28.0	64.0
Jun	10.8	12.8	0.0	11.6	10.0	0.0	0.0	16.3	19.0	11.0	93.0	33.0	14.0	9.0	78.0	29.0	27.5	124.0	16.0	1.0	6.0	16.0	25.0	63.0	16.0	77.0
Juli	0.0	0.0	0.0	9.6	0.0	0.0	14.9	0.0	0.0	12.0	8.0	0.0	2.5	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	6.0	0.0	52.0	0.0
Aug	3.2	9.2	29.6	0.0	0.0	11.8	0.0	6.6	4.0	0.0	0.0	8.2	7.0	3.7	4.9	13.3	4.4	9.0	19.0	26.0	3.8	0.0	3.0	22.0	10.0	19.9
Sep	45.2	75.0	15.4	0.0	0.0	18.6	15.5	30.6	0.7	30.2	0.0	50.0	29.0	24.0	0.0	13.0	24.0	6.0	0.0	21.0	0.0	32.5	62.0	0.0	13.0	2.0
Okt	141.4	0.0	0.0	101.0	0.0	27.0	46.4	153.4	37.0	38.0	52.0	0.0	66.8	0.0	0.0	36.0	50.0	10.0	0.0	101.6	26.0	14.9	56.5	154.0	85.0	1.0
Nov	0.0	9.6	0.0	75.6	0.0	62.4	45.3	18.9	5.0	0.0	0.0	22.0	29.0	0.0	5.0	7.0	8.0	23.0	86.0	74.0	0.0	60.0	97.7	32.0	1.0	11.0
Dez	0.0	94.0	0.0	0.0	128.2	39.4	0.0	17.7	22.3	0.0	48.0	28.5	24.0	52.0	75.5	27.0	0.0	0.0	46.0	12.0	25.0	100.0	0.0	29.0	0.0	45.2

Jahr	381	452	234	253	257	219	267	404	197	360	340	171	388	154	206	210	137	279	369	420	218	435	387	375	290	401
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan	1.0	59.0	2.0	99.0	43.0	0.0	81.0	2.0	0.0	0.0	2.0	15.5	31.0	67.5	15.5	69.5	34.0	2.5	3.5	0.0	41.5	65.5	17.5	27.5	14.9	15.5
Feb	12.0	3.0	13.0	18.0	112.0	3.0	27.0	19.0	25.5	84.0	0.0	31.0	74.5	52.5	0.0	44.0	113.5	115.0	36.0	9.0	25.5	9.0	22.5	41.5	0.0	23.5
Mär	2.0	17.0	15.0	0.0	20.0	2.0	20.0	0.0	9.0	0.0	90.5	6.0	9.0	120.0	62.0	37.0	38.5	39.0	8.5	10.0	17.0	22.0	8.5	28.5	20.5	3.5
Apr	130.0	9.0	31.0	9.0	32.0	51.0	30.5	0.0	29.0	0.0	7.5	1.0	18.0	17.0	92.5	12.0	0.5	8.0	38.5	0.0	20.5	99.5	10.0	12.5	7.9	15.4
Mai	43.4	25.0	38.0	10.0	48.0	32.0	45.0	4.0	97.5	53.0	60.0	13.0	25.0	73.5	67.5	14.5	17.5	69.0	3.5	6.5	44.0	13.0	62.1	4.5	72.1	53.0
Jun	0.0	10.0	30.0	2.0	0.0	34.0	0.0	6.0	5.5	3.5	32.0	0.0	39.5	29.0	1.5	30.5	115.0	9.5	0.0	25.0	0.0	26.5	17.5	6.0	0.0	8.0
Juli	2.0	0.0	0.0	69.0	20.0	0.0	0.0	3.0	0.0	3.0	13.5	0.0	0.0	15.0	3.0	0.0	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	38.0	2.0	7.3	0.0	16.0	24.0	9.0	32.0	8.5	0.0	0.0	13.0	0.0	17.5	0.0	0.0	2.0	0.0	11.5	20.5	0.0	2.0	1.5	0.5	0.0	0.0
Sep	28.0	62.0	0.0	13.0	47.0	4.0	17.0	16.5	6.0	45.0	11.5	16.0	7.0	136.0	39.5	18.0	10.0	3.0	16.0	10.0	79.5	157.5	26.0	151.5	53.0	39.8
Okt	46.0	64.0	7.0	34.0	12.0	16.0	103.0	4.0	27.5	3.0	249.5	19.5	56.5	74.0	49.0	38.0	38.0	19.0	111.5	10.5	9.0	16.2	2.0	61.5	142.5	
Nov	3.0	67.0	39.0	7.0	0.0	0.0	27.0	66.5	32.5	86.0	15.5	63.0	84.0	139.0	22.0	35.0	30.5	16.0	22.5	10.0	31.0	21.5	44.0	39.0	0.0	
Dez	41.0	32.0	10.0	0.0	10.0	13.5	0.0	2.5	0.0	21.0	4.0	26.0	3.5	143.0	39.0	22.5	15.5	44.0	1.5	29.0	41.0	45.0	31.0	32.6	7.5	

Jahr	346	350	192	261	360	180	360	156	241	299	486	204	348	884	392	321	415	332	253	131	309	482	243	406	318
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabelle T2 Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *Embalse de Puentes (EMP_7205)* für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder sind interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Embalse de Puentes (7205)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan	18.0	6.6	0.8	8.0	2.1	4.5	44.0	61.6	23.4	19.1	27.0	2.4	0.0	21.2	10.2	26.6	0.0	6.3	19.1	33.7	24.4	17.6	9.7	2.9	4.0	9.6
Feb	0.0	2.0	0.4	5.3	4.5	7.9	24.0	5.3	1.0	50.7	6.4	4.6	3.0	6.0	3.0	29.4	6.2	9.3	42.2	23.1	4.2	0.0	7.0	12.0	9.7	35.9
Mär	12.0	35.8	2.2	12.1	36.0	7.0	14.3	1.1	5.3	37.4	8.1	5.5	89.6	3.5	28.6	9.1	0.0	7.0	70.4	35.5	27.0	61.3	42.7	51.5	34.4	21.0
Apr	19.0	100.6	80.4	27.4	69.8	21.5	13.0	48.8	71.2	0.0	88.2	15.3	30.1	11.7	25.2	15.3	15.0	59.6	24.8	24.4	18.0	56.8	12.8	2.2	54.2	77.1
Mai	29.0	34.3	7.5	8.7	17.1	12.7	5.4	64.0	44.2	82.1	26.1	16.0	55.4	26.5	6.6	3.2	8.2	13.5	27.2	41.8	7.2	70.4	30.8	5.4	3.3	60.7
Jun	2.0	3.6	6.5	13.3	15.8	24.0	0.0	6.8	9.1	19.4	38.4	25.2	13.4	8.2	53.4	29.6	15.7	91.7	38.8	9.0	0.0	30.0	33.7	34.4	65.1	46.1
Juli	0.0	0.0	3.2	20.0	0.0	0.0	12.7	0.0	0.0	8.1	5.0	0.0	0.0	0.0	2.2	11.4	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	22.8	0.0	26.1	0.0
Aug	9.5	3.5	18.9	17.3	0.0	4.3	3.2	0.9	1.1	1.6	0.0	8.8	7.3	3.7	30.8	42.7	0.0	6.9	7.6	13.4	5.0	0.6	5.8	19.8	63.7	27.0
Sep	41.9	53.0	31.5	18.1	3.7	11.8	3.2	18.3	1.8	34.5	2.2	4.5	19.3	82.6	13.8	8.9	27.9	13.9	1.0	16.2	1.4	81.7	33.6	20.7	16.5	3.9
Okt	50.2	21.4	5.9	75.5	37.0	16.9	52.8	67.9	35.6	31.8	61.4	1.5	59.8	0.0	0.0	72.2	70.5	5.0	0.0	247.1	22.8	21.4	59.9	127.5	77.8	0.0
Nov	0.0	14.3	8.5	88.1	16.6	64.5	36.6	37.0	5.0	16.6	11.2	44.7	25.4	1.8	10.8	5.0	11.2	61.6	22.3	49.7	0.4	75.6	62.1	40.3	10.5	12.0
Dez	1.2	97.4	2.0	0.0	52.0	18.0	4.0	18.3	32.2	2.9	43.5	9.6	24.2	52.8	72.8	37.7	0.0	0.0	23.9	11.9	35.2	69.4	0.5	22.2	0.0	45.6

Jahr	183	373	168	294	255	193	213	330	230	304	318	138	327	218	257	291	156	275	277	506	146	487	321	339	365	339
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan	0.0	55.3	6.4	56.5	86.6	0.0	55.3	3.0	0.9	4.2	4.2	11.0	27.4	56.9	17.2	88.1	18.2	0.0	5.5	0.0	31.7	33.7	27.8	42.5	12.6	15.7
Feb	12.1	0.0	3.5	10.3	72.2	3.5	15.0	19.5	14.5	74.4	3.3	45.3	62.8	30.9	0.0	68.0	94.2	11.3	9.6	31.1	10.3	17.7	52.1	0.0	24.1	
Mär	1.1	4.9	17.9	0.3	21.0	15.9	13.5	2.5	12.6	0.0	79.1	1.6	5.8	93.9	59.2	28.2	38.4	34.0	6.4	19.4	13.6	29.1	4.7	37.5	6.5	0.1
Apr	103.7	24.4	36.7	12.6	54.4	70.9	34.4	1.4	28.5	3.7	8.9	1.0	55.4	20.4	82.0	14.2	0.9	6.1	36.8	0.0	26.7	62.8	15.0	0.1	13.4	18.6
Mai	105.3	28.4	14.7	6.7	40.6	7.3	13.5	0.0	75.0	54.8	25.5	14.3	21.5	19.3	42.0	13.5	33.9	79.9	0.5	4.7	16.4	22.7	64.2	3.0	56.2	44.0
Jun	2.5	25.0	11.5	8.1	0.0	27.0	0.0	22.5	10.1	1.5	19.4	2.0	68.0	12.0	0.0	23.3	111.1	4.0	0.0	33.4	0.0	22.2	5.7	0.7	0.0	0.3
Juli	1.0	0.0	0.0	19.0	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	49.4	0.4	0.0	13.2	2.6	0.0	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	63.0	7.3	0.3	0.0	8.0	4.3	1.0	11.4	1.4	0.0	0.5	12.5	0.0	6.3	13.6	0.0	2.0	0.0	0.0	13.2	0.0	2.8	0.0	3.3	4.6	0.0
Sep	19.1	1.5	0.0	9.4	2.5	3.0	2.9	11.6	3.1	28.2	17.5	19.0	7.0	137.1	47.9	39.4	5.9	32.7	47.2	14.5	50.5	103.9	36.2	54.7	41.0	25.7
Okt	20.5	70.4	12.0	41.4	4.0	13.2	63.8	3.2	8.0	19.7	144.1	37.3	29.8	85.7	40.4	29.9	40.6	22.7	118.7	4.1	12.6	29.3	0.0	56.4	138.2	49.5
Nov	4.1	65.0	31.1	3.6	7.0	0.0	17.9	87.9	25.2	77.6	18.6	46.0	48.5	85.7	6.7	38.0	33.6	19.7	20.8	3.7	23.4	8.7	40.9	28.1	0.0	
Dez	26.5	31.0	11.8	0.0	4.7	13.0	0.0	2.0	0.0	21.4	0.5	17.9	2.6	90.0	24.4	13.4	15.8	3.1	1.0	28.5	40.0	13.5	41.4	21.8	4.9	

Jahr	359	313	146	168	322	158	217	165	179	287	371	208	329	651	336	318	368	296	249	132	246	340	254	300	277
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabelle T3

Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *Vélez-Rubio (VR_7189A)* für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Vélez-Rubio (7189A)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan												11.6	1.6	44.0	10.0	25.3	0.3	13.2	23.0	57.0	39.0	38.0	13.2	5.0	3.0	1.2
Feb												2.0	3.6	28.8	12.5	20.7	34.0	18.4	38.0	37.3	4.3	0.0	9.0	15.5	28.5	38.0
Mär												10.2	102.5	26.2	28.5	11.2	1.2	8.0	59.0	42.1	18.2	60.5	66.8	91.3	46.9	45.9
Apr												19.0	61.7	16.9	22.0	20.7	7.5	52.6	17.0	42.4	38.0	40.6	21.8	0.0	31.8	85.3
Mai												9.0	48.2	42.2	0.0	12.0	11.2	39.0	18.5	52.3	0.5	21.7	32.1	5.5	4.2	56.0
Jun												14.1	24.3	28.3	82.6	53.2	26.5	105.5	24.0	11.4	1.6	2.0	60.5	118.0	42.7	62.5
Juli												0.0	0.0	9.8	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	2.2	0.0	62.5	4.5
Aug												12.2	102.5	13.5	21.0	9.4	0.0	24.5	1.5	7.5	7.4	1.0	12.5	10.0	43.2	0.0
Sep												12.5	6.7	52.0	14.4	8.4	51.5	0.0	1.0	95.4	1.1	76.8	73.5	7.6	18.4	3.5
Okt												15.5	49.9	1.5	0.0	63.7	67.8	12.5	0.0	221.2	21.0	12.4	59.2	232.7	87.0	3.5
Nov												59.0	27.7	15.0	15.6	5.1	21.0	38.5	19.5	65.3	0.5	49.7	203.9	48.8	0.5	10.2
Dez												22.2	35.6	59.8	113.0	31.5	0.5	0.5	37.5	9.9	35.5	63.0	0.3	31.2	0.0	44.7

Jahr	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
												187	464	338	320	261	229	313	239	642	167	367	555	566	369	355

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan	0.0	69.0	18.8	82.5	57.5	0.0	73.0	0.0	3.5	0.5	13.0	13.8	41.0	65.5	2.5	70.5	111.0	41.5	8.5	0.0	117.5	136.0	0.0	6.5	45.0	53.5
Feb	14.0	0.0	16.3	26.0	107.0	4.8	16.5	20.0	19.5	96.0	0.0	23.0	38.0	56.0	0.0	47.5	0.0	247.5	21.0	11.5	78.5	14.0	58.0	77.5	0.0	48.5
Mär	10.5	4.0	18.7	0.5	17.0	9.5	8.2	11.0	20.0	4.6	41.0	3.5	4.5	95.0	72.5	39.0	75.5	30.0	4.0	23.5	45.5	42.5	10.0	81.5	29.0	7.5
Apr	121.4	12.8	29.0	8.0	52.8	66.8	51.5	0.5	9.5	2.5	8.5	0.0	20.0	20.5	86.0	9.0	26.0	29.0	56.5	0.0	35.0	145.0	7.5	7.0	21.6	2.5
Mai	111.4	47.4	28.5	9.8	53.5	6.5	53.0	14.0	104.0	60.0	71.0	14.0	46.0	37.0	49.0	4.0	98.0	103.5	0.0	9.0	63.5	90.0	165.0	7.0	142.7	69.1
Jun	9.0	30.5	5.6	6.2	1.5	57.0	0.0	0.0	5.5	0.0	26.5	5.0	73.0	19.0	3.5	79.0	183.0	8.0	0.0	91.0	13.0	17.5	30.0	49.5	0.0	0.0
Juli	9.0	0.0	0.0	20.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	36.5	0.0	0.0	4.5	3.5	0.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	41.1	8.9	0.4	0.0	4.5	26.0	3.0	21.0	0.0	0.0	4.5	10.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	83.5	0.0	5.5	10.0	0.0	0.0	15.0
Sep	55.0	16.1	0.0	30.5	18.5	1.0	1.0	33.5	0.0	16.5	4.0	8.5	2.5	132.0	33.0	39.5	0.0	0.0	0.0	22.0	97.5	343.0	69.4	11.7	14.5	
Okt	32.5	69.4	10.0	52.7	27.5	27.5	82.0	1.0	0.0	5.0	147.0	33.0	57.5	68.0	59.5	61.5	60.5	0.0	220.5	53.0	23.0	30.0	5.0	126.0	193.0	
Nov	4.0	53.5	34.5	10.0	13.5	0.0	40.5	92.5	22.5	77.0	6.0	36.0	90.0	93.5	18.5	85.5	120.0	0.0	37.5	15.5	34.5	23.0	89.0	49.6	0.2	
Dez	37.9	28.1	8.3	0.0	12.5	29.0	0.0	12.5	2.0	8.5	2.0	28.5	8.5	99.0	33.5	36.0	20.5	15.0	2.7	52.5	96.0	136.1	82.0	7.0	37.5	

Jahr	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
	446	340	170	246	372	228	329	206	187	276	360	175	381	690	362	472	695	475	361	362	604	983	526	423	484	

Tabelle T4 Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *Zarcilla de Totana (ZAR_7206)* für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Zarcilla de Totana (7206)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan	156.4	18.3	0.0	24.1	0.0	31.6	125.3	43.1	27.5	9.4	31.4	0.0	0.0	50.5	23.6	3.2	2.4	3.2	17.4	29.1	25.1	17.5	22.1	13.1	6.0	7.5
Feb	0.0	0.0	0.0	0.0	8.2	19.3	13.5	0.0	7.1	112.2	3.4	0.0	15.1	0.0	0.0	27.8	7.5	43.5	32.0	29.9	0.0	2.7	35.3	14.4	97.3	44.7
Mär	19.6	70.2	10.2	71.3	81.9	0.0	40.0	3.9	4.5	55.1	3.2	0.0	95.5	0.0	35.7	7.9	0.0	15.6	37.4	28.5	26.8	90.5	68.0	160.5	56.5	64.6
Apr	28.4	221.7	114.8	50.0	142.1	45.4	27.8	79.9	46.9	13.3	93.3	18.6	54.1	36.9	40.7	20.2	20.9	48.8	20.8	23.1	14.6	66.9	22.0	3.6	69.0	95.8
Mai	63.3	43.0	33.0	0.0	5.4	11.4	6.4	62.9	19.4	95.3	69.7	0.0	50.7	17.0	0.0	21.9	9.6	15.3	52.9	34.4	5.8	64.6	41.6	16.5	2.8	61.0
Jun	0.0	17.0	17.0	49.1	0.0	5.8	0.0	0.0	10.2	0.0	67.3	31.3	3.4	10.2	33.5	9.2	10.5	89.2	24.0	23.0	1.3	20.7	47.0	43.4	47.2	51.9
Juli	0.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	12.9	0.0
Aug	5.4	11.9	24.9	0.0	0.0	17.8	0.0	5.2	7.3	0.0	0.0	10.1	8.6	5.8	24.7	32.4	0.0	10.3	7.2	9.4	5.9	0.0	14.7	0.7	47.2	35.8
Sep	122.9	69.0	30.9	0.0	0.0	17.7	17.0	23.9	0.0	39.7	11.6	49.7	6.3	36.7	14.1	14.0	24.5	0.0	0.0	33.2	0.0	31.2	82.5	15.8	7.1	8.1
Okt	79.4	38.4	0.0	48.0	28.8	26.0	36.0	71.9	79.1	18.8	54.4	2.6	78.0	0.0	0.0	37.2	73.5	0.0	0.0	195.7	28.3	22.0	119.1	138.8	94.8	0.7
Nov	0.0	27.4	22.1	84.0	4.6	55.0	41.2	114.6	15.5	6.5	20.1	74.9	15.5	0.0	8.1	3.8	0.0	79.9	36.0	24.7	1.2	88.9	90.1	73.8	3.5	18.7
Dez	0.0	146.1	0.0	1.6	134.5	26.3	0.0	68.5	38.0	0.0	55.7	15.8	30.3	51.5	88.0	63.6	0.0	0.0	26.3	27.1	29.0	93.0	18.8	114.8	0.5	41.5

Jahr	475	663	253	338	406	256	307	474	256	362	410	203	358	209	268	241	176	306	254	458	138	499	562	595	445	430
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan	0.0	77.4	20.8	67.8	96.0	2.2	53.9	1.5	1.2	5.5	11.5	29.0	41.7	62.4	20.5	165.2	29.5	5.5	7.5	0.0	58.0	58.5	27.0	19.5	25.0	14.0
Feb	29.1	1.2	1.3	13.6	79.4	10.5	11.9	13.7	15.0	101.5	3.0	40.5	51.5	85.5	0.0	41.5	139.0	184.5	6.5	0.0	24.5	10.5	15.0	65.0	0.0	32.6
Mär	3.9	13.5	15.9	1.7	33.8	21.9	30.4	8.5	6.8	3.5	98.5	0.0	13.0	111.5	55.5	62.7	43.9	12.0	8.0	59.0	13.5	24.0	12.0	32.7	17.5	0.0
Apr	190.8	23.6	26.4	12.6	87.7	85.8	55.3	6.7	16.9	3.0	11.0	9.0	59.6	41.0	44.5	8.0	3.5	30.0	30.0	6.5	54.0	87.0	13.0	0.0	5.0	16.0
Mai	188.6	109.4	12.1	4.2	69.2	12.0	24.5	0.0	67.4	66.8	44.5	13.0	58.9	27.4	39.0	4.5	33.0	57.5	10.0	0.0	48.0	15.0	152.0	0.0	61.0	59.0
Jun	1.2	26.9	12.1	46.0	5.2	23.4	0.0	13.5	6.4	3.0	21.0	0.0	76.9	14.5	0.0	27.5	119.0	3.5	0.0	53.9	0.0	21.0	32.0	0.0	0.0	0.0
Juli	1.5	0.5	0.0	59.1	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	15.5	7.0	0.0	25.5	2.5	4.5	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	33.8	37.2	0.5	0.0	5.2	15.3	2.0	63.7	2.0	0.0	0.0	25.0	0.0	26.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	14.0	10.0	2.0	0.0	1.0	0.0	0.0
Sep	28.4	5.8	1.7	37.9	38.3	0.5	1.2	0.0	15.4	30.0	46.5	0.5	11.9	82.5	31.5	6.5	4.5	0.0	14.0	21.0	48.5	2.0	27.2	41.0	20.0	
Okt	44.2	87.7	13.1	41.8	1.5	15.6	75.6	8.3	16.4	11.0	132.0	33.5	16.0	45.0	31.5	44.5	34.5	13.0	59.5	9.5	30.0	138.0	0.0	60.0	151.0	
Nov	2.8	53.1	6.1	4.2	6.0	0.0	79.3	55.9	50.4	54.5	7.0	86.8	97.0	60.5	13.0	30.0	28.0	18.0	22.5	5.0	4.0	24.0	38.0	0.0	5.0	
Dez	39.0	32.4	5.4	0.0	14.4	11.9	10.2	6.4	5.2	18.5	2.0	17.8	4.5	86.9	47.5	14.5	10.0	22.5	0.0	34.0	42.0	46.5	36.0	22.0	9.0	

Jahr	563	469	115	289	437	199	344	181	203	297	393	262	431	669	286	409	445	347	160	204	333	429	352	241	294
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabelle T5

Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *María* (MAR_7194) für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

María (7194)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan															12.5	43.5	5.4	12.3	25.0	71.3	61.5	32.9	26.8	7.7	2.0	6.4
Feb															28.7	44.8	49.4	38.4	31.2	58.0	0.4	0.2	19.0	23.0	32.0	32.8
Mär															37.6	7.7	6.3	12.2	86.3	52.4	16.8	92.8	55.8	106.0	51.9	48.4
Apr															36.5	21.0	13.1	93.9	27.8	50.0	32.2	82.3	21.1	3.7	77.7	120.0
Mai															0.4	6.8	16.0	27.4	35.3	69.2	5.1	105.5	28.2	18.5	9.7	0.0
Jun															90.7	36.7	29.9	131.9	34.8	3.7	17.7	19.0	43.2	95.1	33.7	0.0
Juli															0.0	0.0	28.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.7	11.5	0.5	25.5	0.0
Aug															2.2	17.5	1.4	9.6	14.9	8.5	0.2	3.1	6.1	4.5	26.0	21.0
Sep															23.0	22.7	25.1	14.0	1.5	54.0	0.3	31.8	77.8	1.1	19.8	3.3
Okt															4.5	66.5	68.2	17.0	0.0	230.3	22.4	42.9	74.2	337.3	90.5	2.9
Nov															16.9	7.3	24.7	61.2	43.5	117.5	8.9	89.4	225.8	51.6	0.4	8.7
Dez															211.1	47.7	0.3	3.5	71.6	17.3	48.2	130.1	0.2	61.9	0.0	47.0

Jahr															464	322	268	421	372	732	214	631	590	711	369	290
------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan	5.2	87.8	11.3	117.0	122.7	0.0	76.1	4.5	7.0	17.0	19.5	38.5	50.0	100.5	26.0	90.0	95.0	35.0	28.0	0.0	74.0	120.5	28.0	33.0	38.0	32.0
Feb	21.6	5.4	18.2	34.5	151.8	17.7	39.0	28.0	15.0	141.5	4.0	40.0	60.0	86.0	0.0	33.0	143.0	134.0	63.0	47.0	49.0	6.0	19.4	61.0	0.0	14.5
Mär	5.7	3.7	26.8	7.4	35.3	9.1	8.1	27.5	13.0	5.0	55.0	0.0	0.0	129.0	89.0	57.0	78.0	20.0	2.0	17.0	26.0	23.0	11.6	70.0	12.0	7.0
Apr	135.0	17.0	31.0	13.5	27.7	55.9	37.7	2.0	17.0	3.5	12.5	0.0	33.0	13.5	88.0	18.0	0.0	17.0	21.0	0.0	23.0	151.0	11.0	8.0	30.0	10.0
Mai	106.4	56.8	55.7	17.3	63.1	3.7	53.3	5.0	102.0	65.0	140.0	0.0	16.0	32.0	77.0	4.0	33.5	70.0	6.0	8.0	41.0	28.0	93.0	14.0	94.5	64.0
Jun	7.8	11.1	1.3	13.0	19.0	29.9	4.2	3.0	9.0	0.0	33.0	0.0	41.5	24.5	0.0	14.0	81.5	18.0	0.0	25.0	0.0	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juli	1.4	1.3	0.0	3.8	4.6	0.0	2.4	0.0	0.0	17.0	54.0	0.0	0.0	30.0	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	70.0	5.8	6.7	0.0	14.9	20.5	9.6	47.5	2.5	0.0	4.0	17.0	0.0	0.0	10.0	0.0	1.0	0.0	6.0	10.0	0.0	11.0	4.0	0.0	0.0	0.0
Sep	45.9	29.0	0.0	44.5	59.7	0.0	9.0	5.0	0.0	26.0	28.0	3.0	0.0	100.0	47.0	11.0	8.0	0.0	10.5	9.0	92.0	269.0	41.0	113.0	21.0	39.5
Okt	33.9	75.2	4.5	59.7	6.4	0.0	106.0	1.0	1.5	0.0	177.0	36.0	55.5	69.0	48.0	57.0	28.0	27.0	83.0	17.0	22.0	0.0	0.0	68.5	142.0	
Nov	3.3	52.1	30.4	12.8	14.5	0.0	68.0	76.5	52.5	136.5	23.0	58.0	101.0	152.0	11.0	21.5	62.0	11.0	22.0	4.0	48.0	30.0	31.0	74.0	10.0	
Dez	51.4	50.0	15.6	0.0	17.2	0.0	3.0	47.0	3.0	18.0	0.0	33.0	0.0	195.0	73.0	24.0	20.5	7.0	0.0	54.0	90.5	91.0	0.0	51.0	44.0	

Jahr	488	395	202	324	537	137	416	247	223	430	550	226	357	932	478	330	551	339	242	191	466	782	239	493	392
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabelle T6 Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastation *Lorca (LOR_7208)* für den Zeitraum von 1950 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Lorca (7208)

Monat	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
Jan																										
Feb																										
Mär																										
Apr																										
Mai																										
Jun																										
Juli																										
Aug																										59.2
Sep																										
Okt																							63.9	137.6	74.9	
Nov																										
Dez																										

Jahr

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan							0.2	3.4	3.9	3.5	8.3	24.1	46.8	10.2	99.0	26.0	6.5	1.9	0.0	26.5	24.8	4.9	22.7	32.4	4.2	
Feb							15.2	12.0	16.5	63.3	1.9	33.5	29.5	39.4	0.0	27.7	56.5	92.9	6.7	11.0	18.2	9.2	12.9	50.9	0.0	
Mär								1.5	14.0	0.9	81.7	0.0	4.2	70.5	47.3	28.2	28.8	22.4	3.2	13.9	11.3	15.0	5.7	18.0	2.0	0.1
Apr								6.3	19.3	1.6	9.4	0.8	24.5	16.0	52.5	16.0	5.2	4.2	33.7	3.5	14.5	38.9	9.8	0.8	15.6	18.4
Mai							7.8	0.0	62.9	36.3	28.0	15.5	26.3	27.3	35.0	9.9	24.3	72.1	2.5	1.6	7.5	25.7	61.5	5.5	22.7	
Jun							0.0	5.2	6.2	0.0	12.7	16.0	43.6	23.0	0.0	26.8	89.1	2.4	2.5	29.4	4.0	31.7	2.1	0.0	0.0	0.0
Juli								0.0	0.0	0.0	30.3	1.7	0.0	8.5	1.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug								35.6	0.0	0.0	0.0	14.5	0.0	1.5	0.0	0.0	1.1	0.3	0.0	12.8	0.0	1.6	9.8	0.0	0.0	0.0
Sep								0.0	3.9	27.2	15.9	7.5	10.2	105.0	64.1	11.9	2.0	1.2	26.3	9.8	40.5	79.9	28.3	0.0	17.7	39.8
Okt							60.0	6.0	11.9	18.4	96.5	36.8	24.0	121.7	34.0	26.6	26.8	14.9	103.1	11.2	10.6	27.4	0.0	39.6	125.7	
Nov								57.2	27.4	81.4	8.0	52.0	62.4	63.2	9.5	22.5	33.5	15.0	10.0	4.6	25.8	5.4	32.5	22.6	0.0	
Dez								1.8	1.6	16.7	0.6	18.3	2.5	58.3	13.3	11.9	8.5	0.0	10.0	17.8	22.6	41.1	39.7	15.2	7.2	

Jahr

126	167	250	289	205	251	581	267	282	302	232	200	116	182	301	207	175	223
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabelle T7

Monatliche und jährliche Niederschlagssummen für die Klimastationen *Chirivel (CHI_7187A)* und *Doña Ines (7201A)* für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder wurden teilweise interpoliert, blau markierte Felder repräsentieren Monatsniederschlagssummen größer 75 mm (hellblau), 100 mm (mittelblau) und 200 mm (dunkelblau); eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Chirivel (7187A)

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan								0.0	0.0	11.5	42.4	31.2	49.0	51.0	30.0	51.0	62.0	0.0	10.0	5.0	79.0	59.0	11.0	22.0	9.0	32.5
Feb								22.0	12.0	134.6	13.1	30.2	35.0	118.0	0.0	58.0	110.0	160.0	30.0	0.0	70.0	0.0	10.0	30.0	0.0	21.0
Mär								0.0	29.0	5.5	31.9	1.0	11.0	90.0	73.0	42.0	54.0	25.0	11.0	38.0	23.0	11.0	8.5	36.5	8.0	6.5
Apr								2.0	21.0	8.0	13.3	0.9	23.0	35.0	53.0	25.0	7.0	9.0	38.0	0.0	26.0	52.5	8.5	0.7	17.4	4.0
Mai								0.0	120.0	48.0	51.2	0.0	13.0	71.5	52.0	0.0	22.0	61.0	0.0	0.0	29.0	25.5	136.0	1.3	86.5	41.5
Jun								0.0	10.0	0.0	56.0	2.0	41.0	16.0	5.0	43.0	88.0	0.0	1.0	17.0	7.0	13.0	0.0	12.2	0.0	0.0
Juli								0.0	0.0	0.0	20.8	2.7	0.0	29.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.0	1.0	14.0	15.0	0.0	0.7	0.0	
Aug								8.0	0.0	0.0	0.0	12.6	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	24.0	3.7	0.0	0.0	0.0	
Sep								9.0	0.0	16.7	18.1	15.0	2.0	97.0	76.0	34.0	6.0	0.0	11.0	23.0	50.0	167.0	20.1	25.5	9.6	
Okt								90.0	9.0	0.0	0.0	111.5	49.0	71.0	55.0	42.0	46.0	19.0	31.0	85.0	113.0	21.0	22.5	0.0	42.0	106.0
Nov								72.0	100.0	34.2	100.0	10.3	75.0	91.0	65.0	20.0	18.0	44.0	10.0	27.0	4.0	32.0	28.0	29.5	31.0	6.3
Dez								4.0	36.0	1.0	9.5	3.1	26.0	7.0	89.0	44.0	0.0	2.0	6.0	0.0	56.0	61.0	52.5	35.0	38.7	51.6
Jahr								186	227	334	372	246	343	717	405	317	414	302	232	260	436	450	259	241	294	

Dona Ines (7201E)

Monat	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Jan							32.0	0.0	0.0	6.0	7.0	14.0	36.0	29.0	12.0	88.0	15.0	18.0	12.0	0.0	26.1	54.5	20.4	22.9	16.7	15.0
Feb							23.0	25.0	16.0	63.0	0.0	43.0	27.0	42.0	0.0	18.0	105.0	96.1	12.6	35.0	20.2	6.0	0.0	47.7	0.0	22.5
Mär							26.0	0.0	10.0	0.0	58.5	0.0	7.0	110.0	52.0	45.0	20.0	20.0	2.3	22.6	13.1	14.0	16.0	25.0	20.7	0.0
Apr							55.0	0.0	29.0	0.0	9.0	0.0	26.0	31.0	66.0	6.0	9.0	9.0	30.3	0.0	48.5	65.9	7.0	0.0	8.4	0.0
Mai							46.0	0.0	57.0	46.0	46.0	0.0	37.0	25.0	34.0	44.0	89.0	44.4	9.0	0.0	35.6	25.3	33.0	28.3	54.8	59.7
Jun							0.0	10.0	4.0	7.0	17.0	0.0	92.0	4.0	10.0	19.0	80.0	12.6	0.0	48.7	0.0	14.0	0.0	13.3	0.0	0.0
Juli							0.0	2.5	0.0	0.0	42.0	6.0	0.0	13.0	3.0	0.0	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug							0.0	73.0	0.0	0.0	0.0	26.0	0.0	17.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep							15.0	2.0	27.0	28.0	33.0	0.0	0.0	176.0	44.0	6.0	12.0	7.0	8.0	23.4	44.7	160.0	27.0	89.9	0.0	41.8
Okt							68.0	0.0	0.0	14.0	117.0	22.0	15.0	30.0	14.0	37.0	29.8	20.8	97.6	5.0	0.0	17.3	0.0	66.7	175.5	
Nov							17.0	63.0	36.0	39.0	13.0	81.0	36.0	69.0	11.0	38.0	15.0	18.0	22.3	8.1	36.3	28.8	39.5	19.8	0.0	
Dez							0.0	6.0	0.0	18.0	0.0	19.0	5.0	61.0	23.0	19.0	4.0	15.2	0.0	24.2	50.2	73.7	29.0	20.0	13.8	
Jahr							282	182	179	221	343	211	281	607	271	320	379	266	194	167	280	473	172	334	290	

Tabelle T8 Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen *Embalse de Valdeinfierno (EMP_7198)* und *Embalse de Puentes (7205)* für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Embalse de Valdeinfierno (7198)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan		8.1	5.9				8.0	4.5	5.9	6.2	3.9	4.6	5.8	6.8	7.7	5.8	6.9	4.9	3.7	8.7	6.1
Feb		4.4	5.7				6.6	6.5	9.9	6.5	5.2	6.1	7.9	9.1	5.6	8.7	7.5	6.1	8.6	7.9	7.0
Mär		9.0	6.1				10.0	9.4	9.9	9.5	8.7	8.2	10.0	8.8	7.8	9.2	11.0	8.5	8.9	13.4	9.3
Apr		11.2	12.2				11.6	10.0	10.3	10.2	12.4	11.1	11.2	9.9	11.6	12.0	11.9	12.4	11.9	13.3	11.4
Mai		14.4	11.8				14.9	13.9	14.7	12.9	16.3	14.0	16.6	15.8	14.2	15.8	13.9	17.3	16.3	15.2	14.9
Jun		19.2	17.2				17.3	18.7	20.6	19.9	16.6	19.1	19.1	18.4	18.7	19.7	19.9	19.8	20.5	21.9	19.2
Juli		23.0	22.9				22.5	23.2	23.2	23.3	21.7	21.8	24.0	22.5	21.7	20.4	22.7	22.9	23.2	22.9	22.6
Aug		20.7	20.5				23.3	23.9	23.1	24.2	23.0	22.8	24.2	22.5	21.8	21.3	22.0	24.3	23.0	23.6	22.8
Sep		19.9	19.0				18.3	18.7	21.5	20.8	19.7	18.2	18.0	17.0	16.8	19.1	19.9	18.8	19.2	20.0	19.0
Okt	13.6	15.2				14.4	15.2	14.3	14.9	12.5	13.5	12.1	14.2	14.8	13.0	16.2	12.9	15.2	14.4		14.2
Nov	9.4	11.6				8.8	9.9	11.1	10.5	9.2	10.7	8.5	10.7	11.6	10.8	11.4	9.6	7.4	10.0		10.1
Dez	7.3	6.4				7.3	5.0	9.2	6.5	6.6	7.0	6.7	6.6	8.5	6.9	8.1	3.5	6.5	8.3		6.9
Jahr		13.6					13.5	13.6	14.2	13.5	13.2	12.8	14.0	13.8	13.0	14.0	13.5	13.7	14.0		13.6

Embalse de Puentes (7205)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan		9.2	9.0	7.3			12.3	9.0	10.2	9.3	7.8	9.1	9.7	10.4	13.6	9.5	10.0	8.9		8.5	9.6
Feb		8.3	9.0	12.1			10.8	11.3	13.6	9.7	9.3	9.2	11.3	13.1	9.9	12.8	10.7	9.7	8.7	10.8	10.6
Mär		13.6	9.6	11.3			15.0	13.7	13.1	13.5	12.0	11.6	13.8	12.4	11.9	13.3	13.6	12.4	13.0	16.3	12.9
Apr		11.2	14.9	15.8			15.8	14.4	14.0	13.9	15.7	14.6	14.4	14.0	15.3	15.5	15.5	15.9	13.9	16.3	14.8
Mai		18.2	14.9	16.4			18.7	18.1	18.0	16.8	19.0	17.4	20.1	19.5	18.4	19.3	17.0	20.5	17.1	18.0	18.1
Jun		22.8	20.4	22.8			21.1	22.8	23.8	23.2	19.5	22.5	22.7	21.8	22.3	23.2	23.4	23.0	20.1	25.2	22.4
Juli		26.1	25.6	25.8			26.0	27.0	26.4	26.9	24.9	24.7	27.6	26.4	25.1	23.7	26.0	26.0	24.5	25.8	25.8
Aug		24.2	22.9	25.3			26.8	27.8	26.3	27.4	26.3	26.0	27.6	25.9	25.1	24.7	25.8	26.9	25.7	27.0	26.0
Sep		24.0	21.9	22.8			22.4	22.3	24.8	23.8	22.6	21.3	21.4	21.4	20.6	22.1	22.9	22.1	24.3	22.5	22.5
Okt	16.7	19.5	16.6			18.5	19.2	18.2	18.8	15.7	16.9	15.8	17.5	18.7	17.2	19.5	17.5	17.9	20.3	19.3	18.0
Nov	11.8	14.7	13.9			13.3	13.7	14.9	14.4	12.6	14.6	12.1	14.7	15.2	13.5	14.6	13.5	10.7	15.0		13.7
Dez	9.3	9.8	9.9			11.8	10.3	12.6	9.9	10.3	10.8	11.1	10.7	12.0	10.0	10.8	8.0	9.6	11.3		10.5
Jahr		16.8	15.7				17.7	17.7	17.8	16.9	16.6	16.3	17.6	17.6	16.9	17.4	17.0	17.0			17.1

Tabelle T9 Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen *Vélez-Rubio (VR_7189A)* und *Zarcilla de Totana (7206)* für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Vélez-Rubio (7189A)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan		8.6	6.9			15.5	9.6	5.5	7.9	7.1	4.6	6.7	7.1	8.4	9.6	6.9		7.9	6.9	9.4	8.0
Feb		7.2	6.1			10.3	8.2	8.0	12.3	6.6	6.8	6.7	9.0	12.0	8.4	11.7	10.9	8.9	13.3	11.3	9.9
Mär		12.5	7.4			9.7	11.8	10.3	10.3	11.4	8.7	9.8	12.8	11.1	11.1	14.4	14.9	12.7	13.5	14.5	12.3
Apr		13.3	12.7				12.5	10.7	11.2	11.4	12.4	12.4	13.5	14.5	14.4	16.1	13.6	17.2	14.3	16.6	13.5
Mai		16.2	11.7				15.8	14.9	15.4	12.0	15.1	15.0	19.0	20.2	19.4	18.4	18.1	21.5	20.2	17.9	16.9
Jun		20.6	18.4				17.7	19.0	21.0	18.4	15.4	18.9	20.4	21.9	21.3	22.9	24.6	24.2	24.3	26.0	20.9
Juli		23.9	23.9				23.1	23.2	23.1	22.2	20.3	23.1	27.2	26.4	25.1	23.4	28.1	27.5	31.2	28.2	25.0
Aug		21.5	21.1				24.8	24.8	22.7	24.2	22.5	23.6	27.1	26.2	25.4	23.9	26.2	28.5	27.0	27.2	24.8
Sep		21.4	19.6				20.0	18.5	21.6	20.5	17.4	20.5	19.7	21.6	18.1	20.6	23.5	22.4	22.6		19.2
Okt	15.5	16.3					15.9	15.1	15.8	11.6	11.9	13.8	15.1	18.7	12.5	17.6	17.2	17.2	16.5		14.4
Nov	11.2	11.6					9.9	11.5	10.9	8.3	10.4	13.7	12.9	13.6	8.4	12.5	13.6	9.0	9.8		10.4
Dez	8.0	8.0					7.5	10.3	7.9	7.5	7.0	9.5	9.3	11.4	7.3	9.6	8.6	8.1	10.6		8.2
Jahr		15.1					14.7	14.3	15.0	13.4	12.7	14.5	16.1	17.2	15.1	16.5		17.1	17.5		15.3

Zarcilla de Totana (7206)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan		7.9	8.6				9.8	7.1	8.6	8.2	6.3	9.0	9.4	9.3	9.4	7.7	8.5	7.5		9.0	8.4
Feb		6.8	7.5				8.4	8.3	13.2	8.3	9.0	7.3	10.6	12.8	8.1	11.8	9.6	7.7	11.9	9.9	10.1
Mär		11.7	9.1				13.0	12.5	11.7	11.0	9.8	10.9	13.6	11.1	10.2	12.7	13.0	11.1	12.0	14.6	12.6
Apr		14.3	16.0				13.9	12.7	12.6	13.0	15.3	14.5	14.4	13.1	13.9	13.8	13.5		12.8	14.7	13.9
Mai		17.3	13.8				17.3	17.3	17.1	15.4	18.3	16.5	19.7	18.2	16.2	17.4	15.3	19.8	17.6	16.5	18.3
Jun		20.2					18.8	21.8	23.0	22.2	18.4	22.2	22.5	19.4	20.8	21.0	21.7	21.7	22.3	24.3	21.3
Juli		24.7					25.0	26.3	25.8	23.5	24.8	24.8	28.2	24.7	23.7	22.6	25.0	24.7	24.8	24.9	24.9
Aug		22.2					26.3	26.6	25.7	23.5	27.0	25.9	28.5	24.1	23.6	23.8	24.3	25.6	24.6	25.3	25.1
Sep		22.2					21.7	20.0	23.4	22.4	21.6	21.7	21.7	19.0	18.3	20.4	21.2	20.4	20.4		19.6
Okt	15.5	17.8				16.8	18.3	16.3	16.7	14.2	15.9	14.6	17.0	17.2	15.5	17.1	15.5	15.9	15.5		17.3
Nov	8.9	12.0				11.6	11.8	12.8	13.2	11.0	14.4	11.0	13.8	14.3	12.1	11.8	11.5	9.6	10.6		12.7
Dez	7.0	9.2				10.8	8.5	11.2	8.0	9.0	9.4	11.6	10.4	11.5	8.4	9.5	7.7	7.7	9.9		10.0
Jahr		15.5					16.1	16.1	16.6	15.1	15.8	15.8	17.5	16.2	15.0	15.8	15.6				16.2

Tabelle T10 Monatliche und jährliche Temperaturmittel für die Klimastationen *Maria (MAR_7194)* und *Lorca (7208)* für den Zeitraum von 1982 bis 2001; gelb hinterlegte Felder repräsentieren Datenlücken; eigene Berechnung und Darstellung; Daten des INM und CHS in *Murcia* (vgl. Kapitel 3.1.1)

Maria (7194)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan		4.2	3.3				4.9	1.9	2.7	1.8	1.3	3.2	2.5	4.2	5.6	4.5	5.6	7.7	9.7		4.2
Feb		2.6	3.0				3.1	4.2	7.3	2.3	3.3	2.6	4.6	7.2	3.1	8.1	9.4	12.1	9.2	6.0	5.5
Mär		8.0	3.9				8.0	7.0	7.0	6.2	5.3	6.7	9.1	6.8	7.4	9.5	12.4	17.7	15.3	10.5	8.8
Apr		10.0	10.2				9.8	7.2	7.5	7.8	9.7	9.0	8.9	9.9	11.4	11.5	20.1	21.7	21.5	12.1	11.8
Mai		13.3	9.6				15.8	13.5	12.6	11.3	14.4	12.7	17.0	16.0	14.5	15.0	24.6	25.1	25.5	14.3	16.0
Jun		20.4	16.8				18.9	19.1	20.0	18.9	14.5	19.0		19.2	19.7	19.1	23.2	25.8	24.2	23.1	20.1
Juli		23.8	24.6				22.6	23.5	22.2	22.4	20.5	22.8	26.0	24.2	22.6	20.9	19.1	19.4	20.6	24.1	22.5
Aug		20.2	19.9				23.3	23.4	22.2	24.2		22.3	24.7	23.1	22.4	21.9	12.6	14.2	12.5	25.0	20.8
Sep		17.6	17.9				17.8	15.8	18.9	18.2		16.0	16.8	17.0	15.7	18.1	8.6	6.5	7.1		15.1
Okt	11.2	14.6				11.9	13.1	12.1	11.3	9.4	10.3	9.6	11.5	14.6	12.5	14.2	3.5	5.3	7.1		10.8
Nov	6.3	9.9				5.3	6.8	6.6	6.0	5.8	8.4	6.1	8.6	10.3	8.3	8.3	3.7	2.7	5.6		6.8
Dez	3.3	4.8				5.6	2.6	6.0	2.9	3.9	3.8	5.5	4.6	6.4	5.3	4.9	4.0	9.1	10.0		5.2
Jahr		12.4					12.2	11.7	11.7	11.0		11.3		13.3	12.4	13.0	12.2	14.0	14.0		12.3

Lorca (7208)

Monat	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Mittelwert
Jan			12.06				11.37	8.77	8.31	8.53	7.87	8.50		10.95	20.55	11.13	11.65	10.97	10.35		10.8
Feb		9.38	6.36				10.53	11.16	13.48	9.11	9.72	9.29	11.88	16.36	16.21	14.54	12.41	9.37	15.36		11.7
Mär		13.94	12.77				14.60	13.84	12.89	13.52	12.61	12.08	14.32	18.52	14.03	15.58	16.05	13.29	15.03	15.87	14.3
Apr		15.55	17.62				16.60	15.15	14.20	14.15	16.67	15.77	15.58	21.93	18.13	18.02	17.92	16.92	16.90	16.75	16.7
Mai		18.82	17.94				19.76	18.89	18.82	16.98	20.03	18.45	21.19	26.73	20.73	21.74	19.44	22.40	20.32		20.1
Jun		23.10	23.55				22.03	23.63	24.57	23.72	20.80	23.32	23.70	27.85	24.82	26.10	25.72	26.42	22.55		24.1
Juli		26.56	29.29				26.71	27.66	26.79	27.03	25.55	25.27	28.45	31.37	27.58	26.27	28.63	28.39	24.63		27.3
Aug		24.92	26.63				27.55	28.16	26.31	27.85	27.27	26.21	28.16		27.76	27.40	27.74	28.56	23.68		27.0
Sep		24.57	25.92				22.80	22.27	24.53	24.37	22.90	22.23	22.25	24.75	22.77	24.52	25.32	23.63	20.03		23.5
Okt	18.55	20.03				18.71	19.35	18.02	18.61	16.13	17.26	16.34	17.98	22.39	19.10	21.35	19.15	19.21	16.77		18.7
Nov		15.88				13.35	13.83	14.43	13.58	12.92	14.60	12.33	15.02	20.65	15.12	15.88	15.08	11.30	16.17		14.7
Dez		11.40				11.84	9.68	12.16	9.32	10.63	10.76	10.90	11.00	19.79	11.56	12.60	9.82				11.7
Jahr							17.90	17.85	17.62	17.08	17.17	16.72		19.86	19.59	19.08					18.4

Tabelle T11 WaSiM-ETH Steuerdatei für das hydrologische Einzugsgebiet des *Río Guadalentín* – Südost-Spanien

```
#####
#WASIM Steuerdatei für das hydrologische Einzugsgebiet des Río Guadalentín (Pegel Lorca)
# angepasst von Torsten Riedlinger
# Zeitraum 1.1.1988 bis 31.12.1993
#####
#
$set $year      =      88bis93
#
# Comment lines are indicated by an "#". They are allowed after the entries or at the beginning of the lines
#
# Paragraphs of the control file:
#
# [output_interval]
# [coordinates]      (geogr. coordinates)
# [elevation_model]  (name of the elevation model)
# [zonengrid]        (name of the zone grid)
# [standardgrids]    (name of other static grids like slope angle, slope aspect, topogr. factor)
# [variable_grids]   (names of albedo and soil storage - used by more than one modules)
# [model_time]       (start end end-dates of model time)
# [meteo_data_count] (number of meteo data to interpolate)
# [meteo_names]      (names of meteo data to interpolate - each name are later the headline of a paragraph for interpolation)
# [precipitation_correction] (paragraph for parameters of the prec.-correction)
# [radiation_correction] (paragraph with parameters for radiation correction)
# [evapotranspiration] (paragraph with parameters for evapotranspiration)
# [snow_model]       (paragraph with parameters for the snow model)
# [interzeption_model] (paragraph with parameters for the interzeption modell)
# [infiltration_model] (paragraph with parameters for the infiltration modell)
# [soil_model]       (paragraph with parameters for the soilmodel)
# [unsatzon_model]   (paragraph with parameters for the unsaturated zone model)
# [routing_model]    (paragraph with Parametern for discharge routing)
# [landuse_table]    (paragraph with land use (vegetation) parameters)
# [soil_table]       (paragraph with soil properties)
#
# symbol definitions begin with the set command:
# max. 200 symbols can be defined
#
$set $outpath    =      d:\datos\modell_lorca_100m\outputlorca88bis93_year_20050723_normal\
$set $inpath     =      d:\datos\modell_lorca_100m\inputlorca88bis93_year_20050723_normal\
#$set $outpath   =      d:\datos\
#$set $inpath    =      d:\datos\
#
$set $time       =      1440.0
#
$set $grid       =      lorca
$set $stack      =      glorca
$set $suffix     =      grd          ## substance transport nicht relevant
$set $code       =      s           ## code für statistiken, wichtig
#
#####
# variables for standardgrids
# first section: grids, which differ for different subdivisions of the basin
$set $zone_grid  =      //$grid//.ezg
$set $subcatchments =      //$grid//.ez
$set $flow_time_grid =      //$grid//.fzs
$set $river_links_grid =      //$grid//.lnk
#
#second section: grids, which doesn't depend on subdivision (only pixel-values are of interest)
$set $elevation_model =      //$grid//.dhm
$set $slope_grid      =      //$grid//.slp
$set $aspect_grid     =      //$grid//.exp
$set $land_use_grid   =      //$grid//.use
$set $field_capacity_grid =      //$grid//.nfk
$set $ATBgrid         =      //$grid//.atb
$set $hydr_cond_grid  =      //$grid//.k
$set $soil_types      =      //$grid//.art
$set $sky_view_factor_grid =      //$grid//.hor
$set $river_depth_grid =      //$grid//.dep
$set $river_width_grid =      //$grid//.wit
#
#
```

```

# grids for surface hydrology modules, wenn Initialgrids angegeben werden in output (input) schreiben: zB albevd.grid
$set $albedo_grid      =   albe//$grid//.$suffix
$set $soilstoragegrid  =   sb_//$grid//.$suffix
$set $troughfall       =   qi_//$grid//.$suffix
$set $snowcover_outflow =   qsno//$grid//.$suffix
$set $melt_from_snowcover =   qsme//$grid//.$suffix
$set $days_snow       =   sday//$grid//.$suffix
$set $preci_grid       =   prec//$grid//.$suffix
$set $tempegrid        =   temp//$grid//.$suffix
$set $sunshinegrid     =   sonne//$grid//.$suffix
$set $humiditygrid     =   feucht//$grid//.$suffix
$set $vaporgrid        =   dampf//$grid//.$suffix
$set $windgrid         =   wind//$grid//.$suffix
$set $radiationgrid    =   rad_//$grid//.$suffix
$set $ETPgrid          =   etp_//$grid//.$suffix
$set $ETRgrid          =   etr_//$grid//.$suffix
$set $SSNOgrid         =   ssno//$grid//.$suffix
$set $sat_def_grid     =   sd_//$grid//.$suffix
$set $SUZgrid          =   suz_//$grid//.$suffix
$set $SIFgrid          =   sif_//$grid//.$suffix
$set $EIgrid           =   ei_//$grid//.$suffix
$set $Sigrid           =   si_//$grid//.$suffix
$set $ExpoCorrgrid     =   exco//$grid//.$suffix
$set $Tcorrgrid        =   tcor//$grid//.$suffix
$set $Shapegrid        =   shap//$grid//.$suffix
$set $INFEXgrid        =   infx//$grid//.$suffix
$set $SATgrid          =   satt//$grid//.$suffix
$set $Nagrid           =   na_//$grid//.$suffix
$set $SSPgrid          =   ssp_//$grid//.$suffix
$set $Peakgrid         =   peak//$grid//.$suffix
$set $SBIagrid         =   sbia//$grid//.$suffix
$set $fcia_grid        =   nfki//$grid//.$suffix
$set $QDgrid           =   qd_//$grid//.$suffix
$set $QIgrid           =   qifl//$grid//.$suffix
$set $qgko             =   qgko//$grid//.$suffix
#
#
#####
# VARIABLES for soil model
#
# ERGEBNISSTRACKS für soil.model
#
# Parameters for interpolation of meteorological input data
$set $SzenUse          = 0   # SzeneUse auf 1 setzen, wenn Szenarios gerechnet werden sollen
$set $IDWmaxdist       = 40000 #
$set $IDWweight        = 3   # soll zwischen 2 und 3 liegen (1/entfernung-hochP) P=IDWweight
$set $Anisoslope       = 20  # Neigung der Ellipse in Ost-West-Richtung (gegen UZS)
$set $Anisotropie      = 0.65 # Verhaeltnis von Haupt- (waagrecht) zu Nebenachse (senkrecht) => 1.0 = Kreis
#
# explanation of writegrid and outputcode some lines below
$set $Writegrid        = 61  # siehe unten (oder skript)
$set $Writestack       = 61  # siehe unten (oder skript)
$set $outputcode       = 5001 # kommen nicht vor
$set $output_meteo     = 5001 # kommen nicht vor
$set $day_sum          = 6001 # es werden 31 tage aufsummiert (start: 1.08.) für die Zeitreihen
$set $day_mean         = 5001 # mittelwert aus 31 tagen (start: 1.08.) für die Zeitreihen
$set $routing_code     = 6001 # summe des gerouteten Gesamtabfluss aus 31 tagen (start: 1.08.) für die Zeitreihen
#
# readgrids : 1 = read storage grids (as SI, SSNOW,SLIQ,SD,SUZ..) from hard disk, 0=generate and initialize with 0
$set $readgrids       = 1
#
#
# Writegrid : max. 3 digits (nnn)
#
# only if writegrid >= 100: 1. digit (1nn, or 2nn or 3nn)
# 0 = no minimum or maximum grid is written
# 1 = minimum grid is written (minimum value for each of the grid cells over the entire model period)
# 2 = maximum grid is written (maximum value for each of the grid cells over the entire model period)
# 3 = both grids are written (minimum and maximum value for each of the grid cells over the entire model period)
# only if Writegrid >= 10: 2nd digit: sums or means (n1n ... n8n)
# 0 = no sum grid will be written
# 1 = one sum grid will be written at the end of the model run
# 2 = one sum grid per model year
# 3 = one sum grid per model month
# 4 = one sum grid per day (only, if timestep < 1 day)

```

```

# 5 = one mean value grid at the end of the model run
# 6 = one mean value grid per model year
# 7 = one mean value grid per month
# 8 = one mean value grid per day
#   last digit (nn1 .. nn5) (for actual values, not for Sums or means)
#   1 = (over)write each timestep into the same grid (for security in case of model crashes)
#   2 = write grids each timestep to new files, the name is build from the first 4 letters
#       of the regular grid name and then from the number of month, day and hour (hoer as file extension).
#       example: tempm500.grd will become prec0114.07 for 14.January, 7:00.
#   3 = only the last grid of the model run will be stored
#   4 = the grid from the last hour of each day (24:00) will be stored (for each day the same file will be overwritten)
#   5 = like 4, but each day a new grid file is created (like for code 2)
#
# outputcode (for statistic files for zones or subcatchments)
#
# the Codes behind the names of the statistic files have the meaning of:
# <1000 : no output
# 1<nnn> : spatial mean values for the entire basin, averaged in time over <nnn> intervals (timesteps)
# 2<nnn> : spatial mean values for all zones (subbasin) and for the entire basin, averaged in time over <nnn> intervals (timesteps)
# 3<nnn> : spatial means for the entire basin, added up in time over <nnn> intervals (timesteps)
# 4<nnn> : spatial means for all zones (subbasin) and for the entire basin, added up in time over <nnn> intervals (timesteps)
# 5<nnn> : spatial means for the entire basin and for those subbasins which are specified in the output-list, averaged in time over
#         <nnn> intervals
# 6<nnn> : spatial means for the entire basin and for those subbasins which are specified in the output-list, added up in time over
#         <nnn> intervals
#
# example:
# 2001 = per timestep for all subcatchments (and for the entire basin) one (spatially averaged) value,
# 2004 = each 4 time steps one averaged value over the last 4 time steps for all subcatchments and for the entire basin,
# 4024 = Sums of the mean subcatchment/entire basin values of the timesteps over 24 timesteps (e.g. daily rain sums for
#       subcatchments),
# 3120 = averaged values (over 120 time steps!) only for the entire basin (spatially averaged)
# 5012 = averaged values (over 12 timesteps) as spatial averages for the entire basin and for each of the subbasins specified in the
#       output-list
#
#####
[output_list]
10  # number of subbasins which are scheduled for output (is only of interest, if the code for the statistic files are >5000)
1   # ascending order is required; Embalse de Valdeinferno
2   # codes for the subbasins; Canada Hermosa
3   # codes for the subbasins; Rio Caramel (Aufschluss04)
4   # codes for the subbasins; Rio Turilla
5   # codes for the subbasins; Rio Velez
6   # codes for the subbasins; Embalse de Puentes
7   # codes for the subbasins; Vega
8   # codes for the subbasins; Lorca Bruecke
9   # codes for the subbasins; Rambla de Periago
10  # codes for the subbasins; Rio Corneos
#
#
[output_interval]
1   # increment of time steps until an output to the screen is done (24 = each day one output, if time steo = 1h)
1   # warning level for interpolation (no station within search radius)
0   # unit of routed discharge (0=mm/timestep, 1=m3/s)
$time # $time wurde hier noch hinzugefuegt
#
[coordinates]
37.76 # geogr. Latitude (center of the basin -> for radiation calculations)
2.0   # geogr. Longitude (center of the basin)
15.0  # meridian according to the official time (middle Europe: 15)(east: 0 ... +180 degree, west: 0 ... -180 (or 360 ... 180)
1     # time shift of Meteo-data-time with respect to the true local time (mean sun time)
# e.g.: if meteo-data are stored in UTC-time and the time meridian is 15 east (central Europe),
# than the local time is 1 hour later than the time in the meteo-data-file, so 1 hour has to be added to the time from this file
# this is important for calculation of sunshine duration and radiation
#
#
[elevation_model]
$inpath/$elevation_model # grid with the digital elevation data
#
#
[zone_grid]
$inpath/$zone_grid      # grid with Zone codes
#
#

```

```

[standard_grids]
10 # number of standard grids
$inpath//$land_use_grid landuse 1 # grid with land use data
$inpath//$slope_grid slope_angle 1 # grid with slope angle data
$inpath//$aspect_grid slope_aspect 1 # grid with slope aspect data
$inpath//$ATBgrid topographic_faktor 1 # soil-topographic-factor  $\ln(A/(T*\tanb))$ 
$inpath//$subcatchments zonegrid_soilmodel 1 # zone grid for the runoff generation model (and unsaturated
zone model)
$inpath//$soil_types soil_types 1 # soil types as codes for the soil table
$inpath//$hydr_cond_grid hydraulic_conductivity 1 # grid with hydraulic conductivity of the soil
$inpath//$field_capacity_grid available_soil_moisture 1 # grid with available soil moisture at field capacity [mm]
$inpath//$flow_time_grid flow_times 1 # grid with flow times for surface runoff to the subbasin outlet
$inpath//$sky_view_factor_grid sky_view_factor 1 # grid with Sky-View-Factor
#
# in seconds (produced using Tanalys, has to have the same zones as they are coded in the zone_grid for for the soil model
# variable grids are used by more than one module or can be changed (like albedo and soil storage)
#
#
[variable_grids]
2 # Number of variable grids to read
$outpath//$albedo_grid albedo 0 # albedo; for time without snow derived from land use data
$Writegrid # Writegrid for albedo_grid ##6//
$readgrids # 0, if albedo is derived from land use at model start time, 1, if albedo is read from file
$outpath//$soilstoragegrid soil_storage 0 # soil water storage
$Writegrid # Writegrid for this grid
$readgrids # 0, if soil_storage should be derived from soil types, 1, if it should be read from file
$outpath//$field_capacity_grid field_capacity 1 # soil water storage
$Writegrid # Writegrid for this grid ##6//
$readgrids
$outpath//$hydr_cond_grid hydr_cond 1 # soil water storage
$Writegrid # Writegrid for this grid
$readgrids
#
#
#####
[model_time]
0 # start hour
1 # start day
1 # start month
1988 # start year
0 # end hour
31 # end day
12 # end month
1993 # end year
0 # end hour
#
#
[meteo_data_count]
5
#
[meteo_names]
precipitation
temperature
global_radiation
wind_speed
sunshine_duration
#
#
#####
[temperature]
1 # Methode 1=idw, 2=regress, 3=idw+regress, 4=Thiessen
$inpath//tempe//$year//.dat # file name with station data (if method = 1, 3 or 4, else ignored)
$inpath//tempe//$year//.out # file name with regression data (if method = 2 or 3)
$outpath//$tempegrid # name of the output grid (is also used for deriving names of daily, monthly, yearly sums or
averages)
6//$Writegrid # 0, if no grid-output is needed, 6 = one mean value grid per model year, 7 = one mean value
grid per month
1 # correction faktor for results
$outpath//temp//$grid//.$code//$year $day_mean # file name for the statistic output (statially averaged values per time step
and subcatchment)
998 # error value: all data in the input file greater than this values or lesser the negative value are nodata
$IDWweight # weighting of the reciprocal distance for IDW
1 # for interpolation method 3: relative weight of IDW-interpolation in the result
$IDWmaxdist # max. distance of stations to the actual interpolation cell
$Anisoslope # slope of the mean axis of the anisotropy-ellipsis (-90 ... +90 degree, mathem. positive)

```

```

$Anisotropie      # ratio of the short to the long axis of the anisotropy-ellipsis
-40               # lower limit of interpolation results
-40               # replace value for results below the lower limit
60               # upper limit for interpolation results
60               # replace value for results with larger values than the upper limit
$SzenUse         # 1 = use scenario data for correction, 0 = don't use scenarios (szenuse wird weiter oben gesetzt!)
1                # 1 = add scenarios, 2 = multiply scenarios, 3 = percentage change
0                # number of scenario cells
#
#
[wind_speed]
1                # method: 1 = idw; 2 = regress; 3 = idw+regress; 4 = thiessen
$inpath//wind//$year//.dat # file name with station data (if method = 1, 3 or 4, else ignored)
$inpath//wind//$year//.out # file name with regression data (if method = 2 or 3)
$outpath//windgrid # name of the output grid (is also used for deriving names of daily, monthly, yearly sums or averages)
$Writegrid       # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
1                # correction faktor for results
$outpath//wind//$grid//.$code//$year $day_mean # file name for the statistic output (statially averaged values per time step
and subcatchment)
998              # error value: all data in the input file greater than this values or lesser the negative value are nodata
$IDWweight       # weighting of the reciprocal distance for IDW
0.3              # for interpolation method 3: relative weight of IDW-interpolation in the result
$IDWmaxdist      # max. distance of stations to the actual interpolation cell
$Anisoslope      # slope of the mean axis of the anisotropy-ellipsis (-90 ... +90 degree, mathem. positive)
$Anisotropie     # ratio of the short to the long axis of the anisotropy-ellipsis
0                # lower limit of interpolation results
0                # replace value for results below the lower limit
20               # upper limit for interpolation results
20               # replace value for results with larger values than the upper limit
$SzenUse         # 1=use scenario data for correction, 0=dont use scenarios (szenuse wird weiter oben gesetzt!)
1                # 1=add scenarios, 2=multiply scenarios, 3=percentage change
0                # number of scenario cells
#
#
[precipitation]
1                # method: 1 = idw; 2 = regress; 3 = idw+regress; 4 = thiessen
$inpath//regen//$year//.dat # file name with station data (if method = 1, 3 or 4, else ignored)
$inpath//regen//$year//.out # file name with regression data (if method = 2 or 3)
$outpath//precip_grid # name of the output grid (is also used for deriving names of daily, monthly, yearly sums or averages)
2//$Writegrid    # 0, if no grid-output is needed, 2 = one sum grid per model year, 3 = one sum grid per model month
1                # correction faktor for results
$outpath//prec//$grid//.$code//$year $day_sum # file name for the statistic output (statially averaged values per time step
and subcatchment)
998              # error value: all data in the input file greater than this values or lesser the negative value are nodata
$IDWweight       # weighting of the reciprocal distance for IDW
0.75             # for interpolation method 3: relative weight of IDW-interpolation in the result
$IDWmaxdist      # max. distance of stations to the actual interpolation cell
$Anisoslope      # slope of the mean axis of the anisotropy-ellipsis (-90 ... +90 degree, mathem. positive)
$Anisotropie     # ratio of the short to the long axis of the anisotropy-ellipsis
0.0              # lower limit of interpolation results
0                # replace value for results below the lower limit
900              # upper limit for interpolation results
900              # replace value for results with larger values than the upper limit
$SzenUse         # 1=use scenario data for correction, 0=dont use scenarios (szenuse wird weiter oben gesetzt!)
1                # 1=add scenarios, 2=multiply scenarios, 3=percentage change
0                # number of scenario cells
#
#
[sunshine_duration]
1                # method: 1 = idw; 2 = regress; 3 = idw+regress; 4 = thiessen
$inpath//sonne//$year//.rel # file name with station data (if method = 1, 3 or 4, else ignored)
$inpath//sonne//$year//.out # file name with regression data (if method = 2 or 3)
$outpath//sunshinegrid # name of the output grid (is also used for deriving names of daily, monthly, yearly sums or averages)
$Writegrid       # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
1.0              # correction faktor for results
$outpath//ssd_//$grid//.$code//$year $day_mean # file name for the statistic output (static averaged values per time step
and subcatchment)
998              # error value: all data in the input file greater than this values or lesser the negative value are nodata
$IDWweight       # weighting of the reciprocal distance for IDW
0.5              # for interpolation method 3: relative weight of IDW-interpolation in the result
$IDWmaxdist      # max. distance of stations to the actual interpolation cell
$Anisoslope      # slope of the mean axis of the anisotropy-ellipsis (-90 ... +90 degree, mathem. positive)
$Anisotropie     # ratio of the short to the long axis of the anisotropy-ellipsis
0                # lower limit of interpolation results
0                # replace value for results below the lower limit

```



```

1.0          # upper limit for interpolation results
1.0          # replaces value for results with larger values than the upper limit
$SzenUse     # 1=use scenario data for correction, 0=dont use scenarios (szenuse wird weiter oben gesetzt!)
#           1 = add scenarios, 2 = multiply scenarios, 3 = percentage change
0           # number of scenario cells
#
#
[global_radiation]
1           # method: 1 = idw; 2 = regress; 3 = idw+regress; 4 = thiessen
$inpath//kglob//$year//.dat # file name with station data (if method = 1, 3 or 4, else ignored)
$inpath//global//$year//.out # file name with regression data (if method = 2 or 3)
$outpath//$radiationgrid    # name of the output grid (is also used for deriving names of daily, monthly, yearly sums or averages)
$Writegrid                  # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
1.0                         # correction faktor for results
$outpath//rad_//$grid//.$code//$year $day_mean      # file name for the statistic output (statially averaged values per time step
                                                    and subcatchment)
9998                       # error value: all data in the input file greater than this values or lesser the negative value are nodata
$IDWweight                 # weighting of the reciprocal distance for IDW
0.5                         # for interpolation method 3: relative weight of IDW-interpolation in the result
$IDWmaxdist                # max. distance of stations to the actual interpolation cell
$Anisoslope                # slope of the mean axis of the anisotropy-ellipsis (-90 ... +90 degree, mathem. positive)
$Anisotropie               # ratio of the short to the long axis of the anisotropy-ellipsis
0                           # lower limit of interpolation results
0                           # replace value for results below the lower limit
10000                      # upper limit for interpolation results
10000                      # replace value for results with larger values than the upper limit
$SzenUse                   # 1 = use scenario data for correction, 0 = don't use scenarios (szenuse wird weiter oben gesetzt!)
1                           # 1 = add scenarios, 2 = multiply scenarios, 3 = percentage change
0                           # number of scenario cells
#
#####
# ----- parameters for model components -----
#
# for precipitation correction the paragraphs "precipitation" "temperature" and
# "wind_speed" are searched in the memory. If thea are not there (no definition in the control file for precipitation, wind or
# temperature),
# the prec. corr. will not be calculated
#
[precipitation_correction]
1           # 0=ignore this module, 1 = run the module
0.5        # Snow-rain-temperature
1.01       # liquid:  b in:  y = p(ax + b)
0.01       # liquid:  a in:  y = p(ax + b) = 1% more per m/s + 0.5% constant
1.10       # Snow:    b in:  y = p(ax + b)
0.13       # Snow:    a in:  y = p(ax + b) = 15% more per m/s + 45% constant
#
# correction factors for direct radiation are calculated
# if the cell is in the shadow of another cell, or if a cell is not in the sun (slope angle!)
# then the factor is 0.
# control_parameter: 1 = radiation correction WITH shadow WITHOUT temperature correction
#                   2 = radiation correction WITH shadow WITH temperature correction
#                   3 = radiation correction WITHOUT shadow WITHOUT temperature correction,
#                   4 = radiation correction WITHOUT shadow WITH Temperature
#
#
[radiation_correction]
1           # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time      # duration of a time step in minutes
2         # control parameter for radiation correction (see above)
$outpath//Tcorrgrid # name of the grids with the corrected temperatures
6//Writegrid      # Writegrid for corrected temperatures
5         # factor x for temperature correction x * (-1.6 ... +1.6)
$outpath//ExpoCorrgrid # name of the grids with the correction factors for the direct radiation
Writegrid        # Writegrid
$outpath//Shapegrid # name of the grids for codes 1 for theor. shadow, 0 for theor. no shadow (day; assumed: SSD=1.0)
Writegrid        # Writegrid
1           # interval counter, after reaching this value, a new correction is calculated (3=all 3 hours a.s.o.)
1         # Spitting of the interval, useful for time step=24 hours (then: split=24, -> each hour one correction
            calculation)
#
#
#
#
#
#

```

```

[evapotranspiration]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
3 # Method: 1 = Penman-Monteith, 2 = Hamon (only daily), 3 = Wendling (only daily) 4 = Haude (daily
time steps only)
0.5 0.6 0.8 1.0 1.1 1.1 1.2 1.1 1.0 0.9 0.7 0.5 # PEC correction factor for HAMON-evapotranspiration
0.20 0.20 0.21 0.29 0.29 0.28 0.26 0.25 0.22 0.22 0.20 0.20 # fh (only for method 4: Haude) monthly values (Jan ... Dec) (here: for
Grass)
-1.82 # fk -> factor for Wendling-evapotranspiration (only for Method = 3) (-1.82 exemplarisch ermittelt)
$outpath//ETPgrid # result grid for pot. evapotranspiration in mm/dt
2//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, 2 = one sum grid per model year, 3 = one sum grid per model month
$outpath//etp_//$grid//.$code//year $day_sum # statistic file for specific area of pot. Evapotranspiration
$outpath//ETRgrid # result grid for real evapotranspiration in mm/dt
2//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
$outpath//etr_//$grid//.$code//year $day_sum # statistic for subcatchments (zones) of the real evapotranspiration
$outpath//rgex//$grid//.$code//year $day_mean # statistic for subcatchments (zones) of the corrected radiation
+0.23 +1.77 -2.28 +1.28 # coefficients c for Polynom of order 3  $RG = c1 + c2*SSD + c3*SSD^2 + c4*SSD^3$ 
+0.072 -0.808 +2.112 -0.239 # coefficients x for Polynom of order 3  $SSD = x1 + x2*RG + x3*RG^2 + x4*RG^3$ 
0.05 # Extinction coefficient for RG-modeling (Phi and dPhi) (summer phi = phi-dphi, winter
phi=phi+dphi)
1654.0 # recession constant (e-function for recession of the daily temperature amplitude with altitude
[m])
3.3 4.4 6.1 7.9 9.4 10.0 9.9 9.0 7.8 6.0 4.2 3.2 # monthly values of the max. daily T-amplitudes (for 0 m.a.s.l)
0.62 0.1 # part of the temperature amplitude (dt), that is added to the mean day-temperature
# (followed by the range of changing within a year ddt) to get the mean temperature of light day
# in the night: mean night temperature is mean day temperature minus (1-dt)*(temp. amplitude)
#
#
[snow_model]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
1 # method 1=T-index, 2=t-u-index, 3=Anderson comb., 4=extended com.
1.0 # transient zone for rain-snow (TOR +- this range)
0.5 # TOR temperature limit for rain (Grad Celsius)
-0.2 # T0 temperature limit snow melt
0.1 # CWH storage capacity of the snow for water (relative part)
1.0 # CRFR coefficient for refreezing
1.9 # C0 degree-day-factor mm/d/C
1.0 # C1 degree-day-factor without wind consideration mm/(d*C)
0.8 # C2 degree-day-factor considering wind mm/(d*C*m/s)
0.07 # z0 roughness length cm for energy balance methods (not used)
1.5 # RMFMIN minimum radiation melt factor mm/d/C comb. method
2.5 # RMFMAX maximum radiation melt factor mm/d/C comb. method
0.40 # Albedo for snow (Min) => zweite albedo auskommentiert, da in Beispielsteuerdatei nur 1 albedowert
#0.85 # Albedo for snow (Max)
$outpath//$days_snow # days without new snow
1//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
#$outpath//sday//$grid//.$code//year # days since last snowfall
#$outpath//albe//$grid//.$code//year # Albedo
#$outpath//$snowcover_outflow # discharge from snow, input (precipitation) for following modules
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
#$outpath//qsch//$grid//.$code//year # melt flow (or rain, if there is no snow cover) in mm/dt
#$outpath//$melt_from_snowcover # discharge from snow, input (precipitation) for following modules
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
#$outpath//qsme//$grid//.$code//year # melt flow in mm/dt
#$outpath//$SSNOgrid # name of the grids with the snow storage solid in mm
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
#$outpath//$SLIQgrid # name of the grids with the snow storage liquid in mm
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
#$outpath//$ssto//$grid//.$code//year # total snow storage, in mm, (liquid and solid fraction)
#$readgrids # 1=read snow storage solid, liquid grids from disk, 0=generate new grids
#
#
[ice_firn]
1 # method for glacier melt: 1=classical t-index, 2=t-index with correction by radiation
5 # t-index factor for ice
4 # t-index factor for firn
3 # t-index factor for snow
1.8 # melt factor
0.0005 # radiation coefficient for ice (for method 2)
0.0004 # radiation coefficient for snow (for method 2)
40 # els-konstante for ice
350 # els-konstante for firn
120 # els-konstante for snow
0.0006 # initial reservoir content for ice discharge (single linear storage approach)

```

```

0.0006 # initial reservoir content for firm discharge (single linear storage approach)
0.0006 # initial reservoir content for snow discharge (single linear storage approach)
$outpath//f$firm_melt # melt from firm
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
$outpath//qfir//$grid//.$code//year # melt from firm as statistic file
$outpath//f$ice_melt # melt from ice
#0//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
$outpath//qice//$grid//.$code//year # melt from ice as statistic file
$outpath//qglc//$grid//.$code//year # discharge from snow, ice and firm as statistic file
#
#
[interception_model]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
$outpath//f$troughfall # result grid : = outflow from the interception storage
Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
$outpath//qi_//$grid//.$code//year $day_mean # statistic file interception storage outflow
$outpath//f$Egrid # Interception evaporation, grid
2//Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
$outpath//ei_//$grid//.$code//year $day_mean # zonal statistic
$outpath//f$Sgrid # storage content of the interception storage
Writegrid # 0, if no grid-output is needed, else one of the codes described above
0.25 # layer thickness of the waters on the leaves (multiplied with LAI -> storage capacity), von 0.35 auf 0.25 gesetzt
readgrids # 1=read grids from disk, else generate internal
#
#
[infiltration_model]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
$outpath//f$INFEXgrid # grid with infiltration excess in mm (surface runoff)
2//Writegrid # Writegrid for surface discharge (fraction 1)
$outpath//infx//$grid//.$code//year $day_mean # statistic file for the infiltration excess
$outpath//f$SATTgrid # grid with code 1=saturation at interval start, 0 =no saturation.
Writegrid # Writegrid for saturation code grids
0.1 # fraction of infiltrating water (of the infiltration excess)
#
#
[unsatzon_model]
0 # 0=ignore this module, 1 = run the module # only for WaSiM-ETH-version 2 with RICHARDS-approach!
$time # duration of a time step in minutes
2 # method, 1=simple method, 2 = FDM-Method (strongly recommended)
2 # controlling interaction with surface water: 0 = no interaction, 1 = exfiltration possible 2 = infiltration
and exfiltration possible
0 # controlling surface storage in ponds: 0 = no ponds, 1 = using ponds for surface storage (pond depth as standard grid
needed -> height of dams around fields)
0 # controlling artificial drainage: 0 = no artificial drainage 1 = using drainage (drainage depth and horizontal pipe
distances as standard grids needed!)
0 # controlling clay layer: 0 = no clay layer, 1 = assuming a clay layer in a depth, specified within a clay-grid (declared as a
standard grid)
5e-8 # permeability of the clay layer (is used for the clay layer only)
2.6 # parameter for the initialization of the gw_level (range between 1..levels (standard: 4))
$outpath//qdra//$grid//.$code//year # results drainage discharge in mm per zone
$outpath//gwst//$grid//.$code//year # results groundwater depth
$outpath//gwn_//$grid//.$code//year # results mean groundwater recharge per zone
$outpath//sb05//$grid//.$code//year # results rel. soil moisture 0..0.5 m per zone
$outpath//sb1_//$grid//.$code//year # results rel. soil moisture 0..1 m per zone
$outpath//infx//$grid//.$code//year # results statistic of the infiltration excess
$outpath//pond//$grid//.$code//year # results statistic of the ponding water storage content
$outpath//qdir//$grid//.$code//year # results statistic of the direct discharge
$outpath//qifl//$grid//.$code//year # results statistic of the interflow
$outpath//qbas//$grid//.$code//year # results statistic of the baseflow
$outpath//qges//$grid//.$code//year # results statistic of the total discharge
$outpath//gwin//$grid//.$code//year # statistic of the infiltration from surface water into groundwater (from rivers and
lakes)
$outpath//gwex//$grid//.$code//year # statistic of the exfiltration from groundwater into surface water (into rivers and
lakes)
#$outpath//f$Thetastack # stack, actual soil water content for all soil levels
Writestack # Writecode for this stack
#$outpath//f$hydraulic_heads_stack # stack, containing hydraulic heads
Writestack # Writecode for this stack
#$outpath//f$geodetic_altitude_stack # stack, containing geodetic altitudes of the soil levels (lower boundaries)
Writestack # Writecode for this stack
#$outpath//f$flowstack # stack, containing the outflows from the soil levels
Writestack # Writecode for this stack
#$outpath//f$GWdepthgrid # grid with groudwaterdepth

```

```

#$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//GWthetagrid # grid with theta in GWLEVEL
#$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$GWNgrid # grid with groundwater recharge
#1//Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$GWLEVELgrid # grid with level index of groundwater surface (Index der Schicht)
#$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$QDRAINgrid # grid with the drainage flows
#$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$SATTgrid # grid with code 1=saturation at interval start, 0 no sat.
#$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$INFEXgrid # grid with infiltration excess in mm (surface discharge)
#1//Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$QDgrid # grid with direct discharge
#1//Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$QIgrid # grid with Interflow
#1//Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$QBgrid # grid with baseflow
#1//Writegrid # write code for baseflow
$outpath//$GWINgrid # grid with infiltration from rivers into the soil (groundwater)
#1//Writegrid # writegrid for re-infiltration
$outpath//$GWEXgrid # grid with exfiltration (baseflow) from groundwater (is only generated, if
#1//Writegrid # writegrid for exfiltration
# $outpath//sact_pond_grid # grid with content of ponding storge
#$Writegrid #
10 10 # coordinates of control plot, all theta and qu-values are written to files (qu.dat, theta.dat in the directory, from
which the model is started)
$outpath//qbot//$grid//.$code//year # name of a file containing the flows between the layers of the control point
$outpath//thet//$grid//.$code//year # name of a file containing the soil moisture as theta values of the layers of the
control point
$outpath//hhyd//$grid//.$code//year # name of a file containing the hydraulic head of the layers of the control point
#1 # codes of the subbasins (in the subbasin grid)
#7 # recession parameters QD; alte Version: kelsqd, urspr. Wert: 2
#20 # recession parameters QI; alte Version: kelsqi, urspr. Wert: 2
#2 # flow density (for Interflow, channels per km); alte Version: drainage density, urspr. Wert: 30
#0.8 # recession parameters k for Base discharge (in QB = Q0*exp(-k/z)); alte Version: k, urspr. Wert: .43
#0.1 # correction of transmissivities Q0 for Baseflow in QB = Q0 * exp(-k/z); alte Version: Q0, urspr. Wert: 0.01
#0.3 # fraction of snow melt, which is direct flow (no infiltration); ursprünglicher Wert: 0.2
#$readgrids # 1=read grids from disk, else generate internal
$outpath//storage.ftz # if readgrids = 1, then this file contains the contents of the flow travel time zones for interflow and
surface flow and for the tracers
#
#
[irrigation]
0 # 0=ignore this module, 1 = run the module # only for WaSiM-ETH-version 2 with RICHARDS-approach!
$time # duration of a time step in minutes
$outpath//irgw//$grid//.$code//year # statistic of the irrigation water from groundwater
$outpath//irsw//$grid//.$code//year # statistic of the irrigation water from surface water
#
#
[groundwater_flow]
0 # 0=ignore the module, 1 = run the module # only for WaSiM-ETH-version 2 with RICHARDS-approach!
$time # duration of a time step in minutes
#
#
[soil_model]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
1 # method 1 without slow baseflow; method 2 with slow baseflow (not recommended)
$outpath//sat_def_grid ## sd saettigungsdefizit [mm]
6//Writegrid #
$outpath//SUZgrid ## speicherinhalt der ungesaettigten bodenzone (drainspeicher) [mm]
6//Writegrid #
$outpath//SIFgrid ## interflowspeicher [mm] (Zwischenabflussspeicher)
6//Writegrid # 6 = one mean value grid per model year
$outpath//SBIgrid ## bodenspeicher [%]
6//Writegrid # 6 = one mean value grid per model year
$outpath//fciagrid ## (0 bis 12) => available field capacity (nutzb. Feldkap.)
6//Writegrid # 6 = one mean value grid per model year
$outpath//SSPgrid #
6//Writegrid # 6 = one mean value grid per model year
$outpath//QDgrid ## direktabfluss [mm]
2//Writegrid # 2 = one sum grid per model year
$outpath//QIgrid ## zwischenabfluss (interflow) [mm]

```

```

2//Writegrid          # 2 = one sum grid per model year
$outpath//Peakgrid    #
$outpath//qdir//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//qifl//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//qbas//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//qbav//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//qges//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//sb_//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//suz//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//sifl//grid//.$code//year $day_mean    #
$outpath//sd_//grid//.$code//year $day_mean    #
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
15 15 15 15 15 15 15 15 15 15
10 10 10 10 10 10 10 10 10 10
15000 15000 15000 15000 15000 15000 15000 15000 15000 15000
30.0 30.0 30.0 30.0 30.0 30.0 30.0 30.0 30.0 30.0
50 50 50 50 50 50 50 50 50 50
100.0 100.0 100.0 100.0 100.0 100.0 100.0 100.0 100.0 100.0
3600 3600 3600 3600 3600 3600 3600 3600 3600 3600
0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03
0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01
0.4 0.44 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4
0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4
5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0
0.6 0.6 0.6 0.6 0.6 0.6 0.6 0.6 0.6 0.6
0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001 0.0001
$readgrids
#
#
[routing_model]
1          # 0=ignore this module, 1 = run the module, 2=run the module with observed inflows into the routing channels
           # (from discharge files)
$time     # duration of a time step in minutes
1 8 90 1   # minimum/maximum specific discharge (l/s/km^2), number of log. fractions of the range, splitting of the
           # timeintervall (24= 1 hour-intervalls are splitted into 24 Intervalls each of 2.5 min. duration)
$outpath//qgko//grid//.$code//year $routing_code # name of the statistic file with routed discharges
$inpath//spende//year # name of the file with observed discharges (l/s/km^2)
2
6 2       # if the first code would be a 7, then it would mean, that the modeled discharge of subbasin 1 (or lowest subbasin
           # code) would communicate with the data column 7 in the specific discharge data file (date-columns are not
           # counted!)
1 1       # hier: 1 4 => eins bedeutet: 1. Spalte der Abflusspende (ohne Datum) und Einzugsgebiet 4 (4. Spalte) der modell.
           # statistischen Abflusstabelle
12        # timeoffset (for r-square calculation. intervals up to this parameter are not evaluated in r-square calculation. e.g.
           # 12: first 12 intervals are neglected )
TG 4 (AE=359.270, AErel=1.0)
  from OL 9 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 1.6, Bv= 6.5, Th= 0.16, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0087, L=1124.3, AE=86.330)
  and OL 2 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 0.5, Bv= 1.9, Th= 0.05, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0135, L=7194.1, AE=4.900)
TG 1 (AE=429.380, AErel=1.0)
  from OL 3 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 1.8, Bv= 7.2, Th= 0.18, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0101, L=20496.4, AE=122.440)
TG 5 (AE=557.860, AErel=1.0)
  from OL 7 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 1.6, Bv= 6.3, Th= 0.16, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0102, L=21489.3, AE=89.150)
  and OL 10 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 2.6, Bv= 10.4, Th= 0.26, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0102, L=21489.3, AE=332.030)
TG 6 (AE=1433.440, AErel=1.0)
  from OL 4 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 2.7, Bv= 10.9, Th= 0.27, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0095, L=9195.3, AE=359.270)
  and OL 1 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 2.5, Bv= 9.8, Th= 0.29, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0140, L=18627.8, AE=429.380)
  and OL 5 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 2.6, Bv= 10.5, Th= 0.32, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0151, L=3087.0, AE=557.860)
TG 8 (AE=1830.160, AErel=1.0)
  from OL 6 (kh=0.1, kv=0.4, Bh= 5.1, Bv= 20.3, Th= 0.51, Mh=40.0, Mv=16.0, I=0.0055, L=14692.3, AE=1433.440)
#
#
[abstraction_rule_reservoir_1]
0
#

```

[landuse_table]

17 # number of following land use codes, per row one use

#Code	name of the Landuse type	albedo	surface resistances rsc as monthly values												julian day for the param.-sets			
#	#	#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	#			
10	siedlung	0.26	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	60	140	244	304
21	wintergetreide	0.34	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
22	blattfruechte	0.23	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	60	140	244	304
23	wein	0.20	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
24	obst_trockenfeld	0.26	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
26	obst_bewaesserfeld	0.20	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
27	oliven	0.18	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
28	mischkulturen	0.25	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	60	140	244	304
31	espartovegetation	0.28	60	60	55	55	45	45	45	45	45	55	60	60	60	140	244	304
32	mischwald	0.18	60	60	55	55	45	45	45	45	45	55	60	60	60	140	244	304
33	nadelwald	0.15	60	60	55	55	45	45	45	45	45	55	60	60	60	140	244	304
34	matorralvegetation	0.26	60	60	55	55	45	45	45	45	45	55	60	60	60	140	244	304
36	fels	0.35	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	60	140	244	304
37	halbwuestenvegetation	0.34	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	60	140	244	304
38	erosionsflaechen	0.28	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	60	140	244	304
40	feuchtgebiete	0.10	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	60	140	244	304
50	gewaesser	0.08	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	60	140	244	304

~	LAI-sets	(eff. veget. height)	Veg. covering				root depth [m]				Param. root	theta-value for beginning etp-reduction					
~1	2	3	4	z01	2	3	4	1	2	3	4	distribution					
~1.0	1.0	1.0	1.0	.15	.40	.30	.15	.10	.10	.10	.10	0.2	0.2	0.2	0.2	-0.5	1.9
~1.2	1.5	0.5	0.2	.01	.01	.01	.01	.40	.40	.20	.10	0.5	0.5	0.3	0.2	-0.5	1.9
~0.5	0.8	0.5	0.5	10	10	10	10	.20	.25	.20	.20	0.5	0.6	0.3	0.2	-0.5	1.9
~2.0	1.8	1.6	2.0	10	10	10	10	.25	.30	.25	.20	1.0	1.0	1.0	1.0	-0.5	1.9
~3.0	2.5	2.0	2.5	10	10	10	10	.40	.50	.40	.30	1.2	1.2	1.2	1.2	-0.5	1.9
~4.5	3.8	3.0	3.2	10	10	10	10	.50	.60	.50	.40	1.4	1.4	1.4	1.4	-0.5	1.9
~4.5	3.8	3.0	3.2	10	10	10	10	.45	.55	.45	.35	1.2	1.2	1.2	1.2	-0.5	1.9
~5.0	4.0	3.5	4.0	10	10	10	10	.50	.60	.55	.50	1.0	1.0	1.0	1.0	-0.5	1.9
~2.5	2.5	2.0	2.2	10	10	10	10	.40	.45	.40	.40	0.4	0.4	0.4	0.4	-0.5	1.9
~4.8	4.3	3.8	4.0	10	10	10	10	.85	.90	.80	.85	1.3	1.3	1.3	1.3	-0.5	1.9
~5.0	4.5	4.0	4.2	10	10	10	10	.90	.90	.90	.90	1.2	1.2	1.2	1.2	-0.5	1.9
~3.0	3.0	2.5	2.5	10	10	10	10	.80	.75	.70	.75	0.6	0.6	0.6	0.6	-0.5	1.9
~0.1	0.1	0.1	0.1	10	10	10	10	.10	.10	.10	.10	.05	.05	.05	.05	-0.5	1.9
~1.0	1.2	0.8	0.8	10	10	10	10	.20	.25	.20	.20	0.1	0.1	0.1	0.1	-0.5	1.9
~1.0	1.2	0.8	0.8	10	10	10	10	.15	.15	.15	.15	0.3	0.3	0.3	0.3	-0.5	1.9
~8.0	12.0	12.0	8.0	10	10	10	10	.50	.50	.50	.50	1.2	1.2	1.2	1.2	-0.5	1.9
~1.0	1.0	1.0	1.0	10	10	10	10	.10	.10	.10	.01	.01	.01	.01	.01	-0.5	1.9

[soil_table]

14 # number of following entries

#Code	name	FC(Vol.%)	mSB(Vol.%)	ksat(m/s)	suction. [mm]	parameter 1=par 2=tab
1	Sand_(S)	6.21	38.5	8.25E-5	385	1
2	loamy-sand_(LS)	10.91	37.3	4.05E-5	373	1
3	sandy-loam_(SL)	12.28	34.5	1.23E-5	345	1
4	silty-loam_(SIL)	22.58	38.3	1.25E-6	383	1
5	loam_(L)	12.90	35.2	2.89E-6	352	1
6	sandy_clay_(SC)	19.43	28.0	3.33E-7	280	1
7	silty-clay_(SIC)	27.65	29.0	5.56E-8	290	1
8	clay_(C)	29.12	31.2	5.56E-7	312	1
9	clay-loam_(CL)	21.24	31.5	7.22E-7	315	1
10	silty-clay-loam_(SICL)	28.16	34.1	1.94E-7	341	1
11	sandy-clay-loam_(SCL)	13.35	29.0	3.64E-6	290	1
12	moor_(M)	47.31	75.0	8.25E-5	750	1
13	settl-rock_(R)	14.00	15.0	1.00E-9	50	1
14	silt_(SI)	28.17	42.6	6.94E-7	426	1

```

~      Theta_sat      Theta_res      alpha      n      layer      thick      maxratio      k-recession
~      1/1            1/1            1/m        -----
~      -----
~      .43            .045           14.5       2.68    31         .3333       100           0.1
~      .43            .057           7.00       1.70    31         .3333       100           0.1
~      .41            .065           7.50       1.89    31         .3333       100           0.1
~      .45            .067           2.00       1.41    31         .3333       100           0.1
~      .43            .078           3.60       1.56    31         .3333       100           0.1
~      .38            .100           2.70       1.23    31         .3333       100           0.1
~      .36            .070           0.50       1.09    31         .3333       100           0.1
~      .38            .068           0.80       1.09    31         .3333       100           0.1
~      .41            .095           1.90       1.31    31         .3333       100           0.1
~      .43            .089           1.00       1.23    31         .3333       100           0.1
~      .39            .010           5.90       1.48    31         .3333       100           0.1
~      .80            .200           4.00       1.23    31         .3333       100           0.1
~      .20            .040           8.00       1.80    31         .3333       100           0.1
~      .46            .034           1.60       1.37    31         .3333       100           0.1
#
#
# allowed keywords for substance transport (without ""-chars):
# "radioactive" resp. "non_radioactive"
# "evaporating" resp. "non_evaporating"
# "half_time" with its unit "d"
# "min_conc" and "max_conc"
# measures: "mg/l", "g/l", "kg/kg", "Kg/Kg"; all other units will be interpreted as kg/kg (relative concentration)
#
[substance_transport]
0      # number of tracers to be considered (max. 9)
#
# name  radioact. or not  half time in days  evapor. or not  minim. concentr.  max.conc. with unit
#3chars -----
# 180   non_radioactive  half_time = -9999 d  evaporating     min_conc = -9999  max_conc = -9999 kg/kg
# NACL  non_radioactive  half_time = -9999 d  non_evaporating min_conc = 0       max_conc = 1.0 kg/kg
# 3H    radioactive    half_time = 4493 d  evaporating     min_conc = 0       max_conc = 3500 kg/kg
#
~initial      initial      output code      writecode      output path
~conc. in soil  conc. in gr.w  statfiles        for grids      with closing "\"
#-----
~ soilini = 1.0  gwini = 1.0     statcode = $hour_mean  gridcode = $Writegrid  path = $outpath
~ soilini = 0.01 gwini = 0.01   statcode = $hour_mean  gridcode = $Writegrid  path = $outpath
~ soilini = 3.0  gwini = 3.0     statcode = $hour_mean  gridcode = $Writegrid  path = $outpath
#
~output extension      output extension
~for stat-files        for grid files
#-----
~stataxt = $code//$year  gridext = $suffix
~stataxt = $code//$year  gridext = $suffix
~stataxt = $code//$year  gridext = $suffix
#
#
[irrigation_table]
0      # number of following irrigation codes, per row one use
#
#Code  name          method      from      control by      table:
#      (0=no irrig.,  (1=GW      demand:      count  MM1  DD1  [mm]
#      1=table,      2=river)  psi[m]      start  stop
#      2=series,
#      3=demand)
#-----
1      water          1           1         3      0.3  5      5      15     80
2      settlements  1           1         3      0.3  5      5      15     80
3      pine_forest  1           1         3      0.3  5      5      15     80
4      decidous_forest  1           1         3      0.3  5      5      15     80
5      mixed_forest  1           1         3      0.3  5      5      15     80
6      agriculture  1           1         3      0.3  5      5      15     80
7      grass         1           1         3      0.3  5      5      15     80
8      bushes        1           1         3      0.3  5      5      15     80
15     rock           1           1         3      0.3  5      5      15     80
19     horticulture  1           1         3      0.3  5      5      15     80

```

Tabelle T12 Ergebnisse des Gebietsniederschlags auf der Basis der Teileinzugsgebiete für den Zeitraum vom 01.09.1989 bis 16.10.1989

YY	MM	DD	HH	EZG 1	EZG 2	EZG 3	EZG 4	EZG 5	EZG 6	EZG 7	EZG 8	EZG 9	EZG 10	average
--	--	--	--	0.17	0.00	0.07	0.15	0.07	0.05	0.05	0.22	0.05	0.18	1.00
1989	9	1	0	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.08	0.01	0.00	0.02
1989	9	2	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	3	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	4	0	37.34	71.80	30.45	74.80	43.77	50.99	47.63	46.78	67.47	31.01	46.41
1989	9	5	0	12.21	1.94	8.22	8.38	0.76	3.06	1.56	1.31	8.35	30.60	10.34
1989	9	6	0	3.19	0.51	0.96	0.76	3.73	1.09	2.53	0.44	2.15	4.47	2.17
1989	9	7	0	71.34	80.44	64.65	63.48	49.48	74.13	48.15	69.14	74.31	34.29	60.08
1989	9	8	0	0.10	0.02	0.21	0.01	0.05	0.03	0.05	0.01	0.04	4.46	0.85
1989	9	9	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	10	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	11	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	12	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	13	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	14	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	15	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	16	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	17	0	0.02	0.08	0.01	0.02	0.05	0.04	0.01	0.32	0.02	0.01	0.08
1989	9	18	0	12.01	3.24	8.33	2.33	42.15	11.12	39.06	1.53	6.35	6.70	10.35
1989	9	19	0	0.79	0.46	1.07	0.15	3.05	0.78	3.50	0.31	0.29	9.63	2.49
1989	9	20	0	2.22	0.20	2.08	0.08	0.23	0.38	0.27	0.22	0.27	0.08	0.65
1989	9	21	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	22	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	23	0	0.17	0.84	0.09	0.33	0.15	0.30	0.04	1.34	0.24	0.01	0.42
1989	9	24	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	25	0	0.17	0.76	0.06	0.24	0.22	0.33	0.05	1.26	0.22	0.02	0.39
1989	9	26	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	27	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	28	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	9	29	0	0.08	0.90	0.05	0.13	0.13	0.31	0.07	3.00	0.11	0.02	0.73
1989	9	30	0	4.37	10.26	1.62	27.65	15.08	8.17	4.99	9.64	13.21	1.26	9.62
1989	10	1	0	1.77	0.17	0.27	0.39	0.07	0.35	0.29	0.06	1.33	0.06	0.50
1989	10	2	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	3	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	4	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	5	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	6	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	7	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	8	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	9	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	10	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1989	10	11	0	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01
1989	10	12	0	0.96	0.40	0.14	0.14	0.09	0.94	0.11	0.20	0.86	0.01	0.34
1989	10	13	0	0.11	0.20	0.10	0.06	0.74	0.23	0.36	0.48	0.07	0.47	0.31
1989	10	14	0	8.69	9.05	5.82	3.94	13.45	12.24	15.39	7.83	8.36	11.45	8.95
1989	10	15	0	49.39	58.97	55.83	41.17	53.77	62.19	52.50	78.83	48.44	48.00	55.81
1989	10	16	0	1.08	6.28	0.52	4.21	0.28	1.32	0.24	0.76	4.95	6.71	2.56

Anhang 3 - Fotos



Foto F1

Barranco nördlich des *Rio Caramel*; Aufschluss 04 (12 m Tiefe) wurde auf der östlichen Barranco-Seite beprobt (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)



Foto F2

Aufschluss 01 – Seitenansicht der Ackerterrasse (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)



Foto F3

Aufschluss 01 – Profilwand (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)

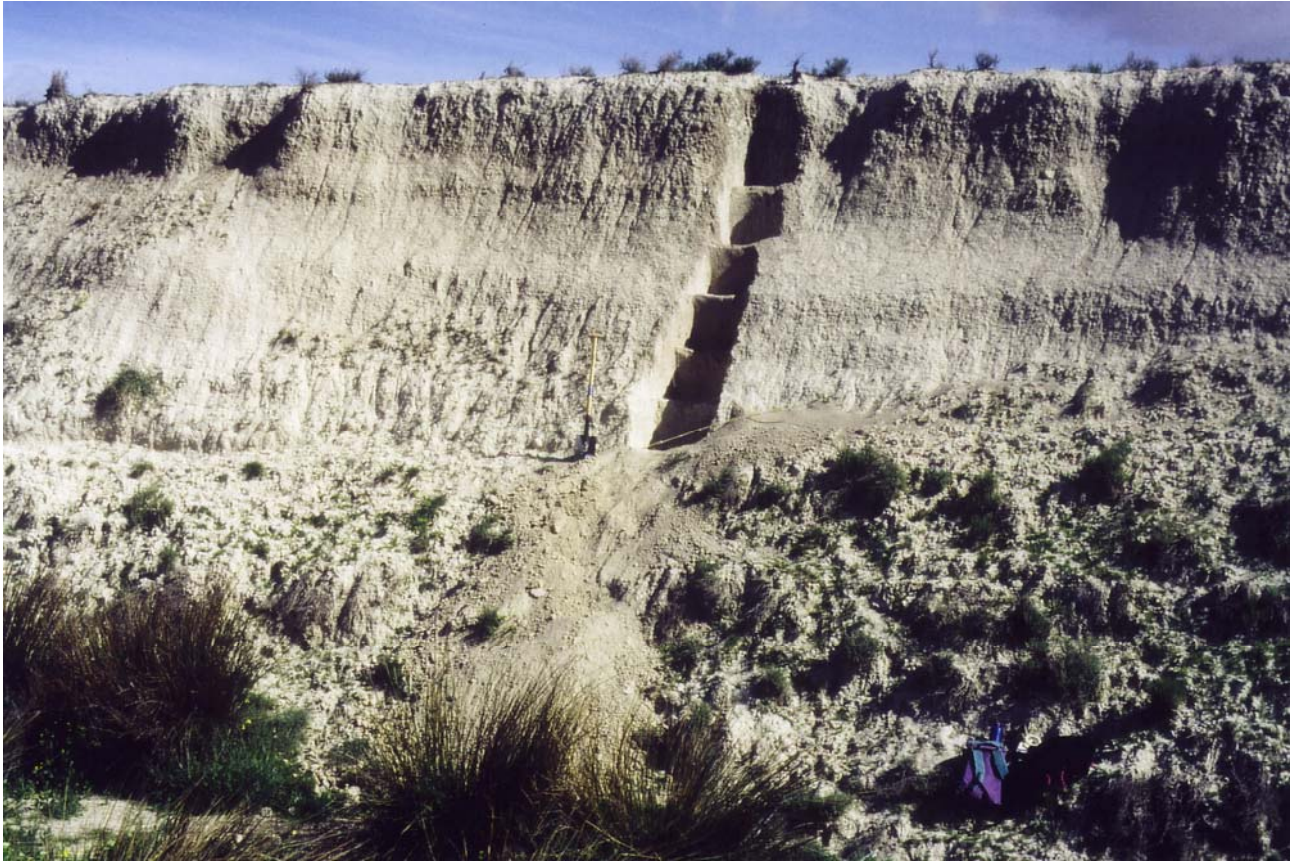


Foto F4 Aufschluss 05 – Profilwand, ca. 3.8 m beprobt (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)



Foto F5 Geländestufe (rund 2 m) in der *Cañada Hermosa*; am Hangfuß der nördlichen Hügelkette; links: Ackerfläche (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)



Foto F6

Gully Erosion in der *Cañada Hermosa*; am Hangfuß der nördlichen Hügelkette (Foto: Torsten Riedlinger, August 2000)



Foto F7 Mandelbaumkulturen südwestlich von *Vélez-Blanco* (Hangneigung 10° bis 20°), links Erosionsformen (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)



Foto F8 Getreideanbau ohne Terrassierung (Hangneigung teils >20°) im intramontanen Becken von *La Longaniza*, nördlich von *María* (Foto: Torsten Riedlinger, März 2001)

