

Modellierung von Vegetationsentwicklung und Erosion entlang eines Klimagradienten von mediterran bis semiarid

bearbeitet durch Martin Mathaj



Arbeit zum Erwerb des akademischen Grades Diplom-Biologe
angefertigt am Institut für Biologie und Biochemie
der Universität Potsdam
Potsdam, 7. Oktober 2007

1. Gutachter: Prof. Dr. Florian Jeltsch
2. Gutachterin: Dr. Karin Johst

Dieses Werk ist unter einem Creative Commons Lizenzvertrag lizenziert:
Namensnennung - Keine kommerzielle Nutzung - Weitergabe unter gleichen
Bedingungen 3.0 Deutschland

Um die Lizenz anzusehen, gehen Sie bitte zu:

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/de/>

Online veröffentlicht auf dem

Publikationsserver der Universität Potsdam:

<http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2009/2786/>

urn:nbn:de:kobv:517-opus-27863

[<http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:kobv:517-opus-27863>]

„Die Natur ist nicht so freundlich,
eine Menschheit vorzuwarnen,
die so unüberlegt handelt.“

(Masanobu Fukuoka)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Material und Methoden	6
2.1	Kausaldiagramm	6
2.2	Struktur des Modells	8
2.2.1	Landschaft	8
2.2.2	Klima	9
2.2.3	Wasser	10
2.2.4	Bodeninformation	10
2.2.5	Bodendynamik	11
2.2.6	Vegetation	11
2.2.7	Beweidung	12
2.2.8	Feuer	12
2.3	Prozesse	12
2.3.1	Initialisierung	14
2.3.2	Jahresniederschlag	19
2.3.3	Bestimmung von Infiltrationsrate und k_{Str} -Wert	19
2.3.4	Niederschlagsereignis und Erstinfiltration	21
2.3.5	Abflussbedingungen	21
2.3.6	Oberflächenabfluss und Erosion	23
2.3.7	Infiltration während des Abflusses	25
2.3.8	Bodensättigung für Tiefwurzler	25
2.3.9	Wasserjahresbilanz	25
2.3.10	Erosion durch die USLE (<i>universal soil loss equation</i>)	26
2.3.11	Vegetationswachstum	28
2.3.12	Störungen durch Beweidung	29
2.3.13	Störungen durch Feuer	29
2.4	Simulationen	31
2.4.1	Standardparameter	31
2.4.2	Szenarien	31
2.4.3	Sensitivitätsanalyse	32
2.5	Statistik	32

3	Ergebnisse	33
3.1	Sensitivitätsanalyse	34
3.2	Umweltdynamik der Klimagebiete	43
3.3	Landschaftsvariabilität und Datenreproduzierbarkeit	47
3.4	Vegetationsentwicklung	50
3.4.1	Vegetationsentwicklung in den Klimagebieten	50
3.4.2	Vegetationsentwicklung bei Störungen durch Beweidung	51
3.4.3	Vegetationsentwicklung bei verschiedenen Beweidungsstrategien	54
3.5	Erosion in den Klimagebieten	57
3.5.1	Erosion in den Klimagebieten im Raumbezug	57
3.5.2	Erosionsentwicklung bei Störungen durch Beweidung	60
3.5.3	Erosion und Vegetation	62
3.5.4	Erosion verschiedener Böden	63
3.5.5	USLE gegenüber Transportrate – Erosionsberechnung im Vergleich	65
3.5.6	Erosion bei verschiedenen Beweidungsstrategien	66
3.5.7	Erosion bei verschiedenen Hangneigungen	69
4	Diskussion	69
4.1	Vegetationsmuster in den Klimagebieten	70
4.2	Vegetationsentwicklung bei Störungen durch Beweidung und Feuer	71
4.3	Ein Ausblick zur Artenvielfalt	72
4.4	Erosion durch Klima, Vegetation und Störungen	73
4.5	Erosion auf verschiedenen Skalen	76
4.6	Erosion und Hangneigung	77
4.7	Erosion bei verschiedenen Bodentypen	77
4.8	Einfluss von Beweidungsstrategien auf Vegetation und Erosion	78
4.9	Güte des Modells und zukünftige Anwendbarkeit	79
5	Zusammenfassung	81
6	Danksagung	82
	Literatur	83
	Anhang	i
	Eidesstattliche Erklärung	ix

Abbildungsverzeichnis

1	Kausaldiagramm	7
2	Flussdiagramm	13
3	Vegetationsentwicklung bei veränderten Parametern	36
4	Erosionsentwicklung bei veränderten Parametern	37
5	Haupteffekte der Parameter auf die Vegetation	38
6	Haupteffekte der Parameter auf die Variabilität der Vegetation	39
7	Effekte der Parameter auf die Erosion	41
8	Haupteffekte der Parameter auf die Variabilität der Erosion	42
9	Übersicht zur Niederschlagsdynamik	44
10	Jahresdynamik von Vegetation, Erosion und Niederschlag	45
11	Vegetationsbedeckung	49
12	Vegetationsentwicklung in den vier Habitaten	52
13	Vegetationsentwicklung bei Störungen durch Beweidung	53
14	Vegetation im Einfluss von verschiedenen Beweidungsstrategien	55
15	Erosion auf verschiedenen Skalen	58
16	Erosion und Störung durch Beweidung	61
17	Erosion und Vegetationsbedeckung	62
18	Erosion verschiedener Böden	64
19	Erosion im Einfluss von verschiedenen Beweidungsstrategien	67
20	Erosion bei verschiedenen Hangneigungen	68
21	Die mediterrane Ökozone nach Schultz	i
22	Die Wadilandschaft	i
23	Abflussrichtung und Abflussbreite	ii

Tabellenverzeichnis

1	Klimaspezifische Parameter	15
2	Evaporationsverlust nach spezifischer Exposition	16
3	Übersicht zur Abflussbreite	17
4	Physikalische Größen	17
5	Bodeneigenschaften	18
6	Zugehörigkeit von Bodentyp und mittleren Korndurchmesser	19
7	Parameterwerte zur relativen Bodendurchfeuchtung für Tiefwurzler	26
8	Klimaspezifische Viehbesatzgrenzen	32
9	Parameterkombination der Sensitivitätsanalyse	35
10	Anova-Tabelle für Erosion, Vegetation und Niederschlag	48
11	Anova-Tabelle für die Vegetationsentwicklung durch Beweidung	56
12	Anova-Tabelle für die Erosion auf verschiedenen Skalen	59
13	Anova-Tabelle für Erosion mit Einfluss durch Beweidung	60
14	Anova-Tabelle für Erosion im Einfluss verschiedener Böden	65
15	Anova-Tabelle für Erosion im Einfluss durch verschiedene Beweidungsstrategien	68
16	Tabelle über Erosionsmodelle	iii
17	Der Shield-Parameter	iii
18	Übersicht zu den Ausgabewerten	iv
19	k_{Str} - Werte aus Ven-Te Chow	v
20	Übersicht über k_{Str} - Werte	v
21	Klassen, Variablen und Parameter des Modells	vi

Abkürzungsverzeichnis

Abb.	Abbildung(en)
Abschn.	Abschnitt
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
Gl.	Gleichung(en)
max.	maximal
min.	minimal
S.	Seite(en)
Tab.	Tabelle(n)
u. a.	unter anderem, und andere
z.T.	zum Teil

1 Einleitung

Mediterrane Gebiete zeichnen sich durch eine hohe Artenvielfalt mit etwa 7,8 % der Pflanzenarten der Erde aus (Boeken, 1995; Thompson, 1999; Allen, 2003). Der Anteil endemischer Arten ist besonders hoch und umfasst etwa 4,3 % aller endemischer Arten im Pflanzenreich (Myers u. a., 2000). Die Vegetation der mediterranen Gebiete ist evolutiv gut an starke, unregelmäßige Schwankungen der Wasserverfügbarkeit, Feuer und anthropogene Eingriffe angepasst (George u. a., 1992; Vilà u. a., 2001; Naveh und Carmel, 2003; Lloret u. a., 2005). Sklerophyllie (z.B. bei *Buxus semervirens*, *Quercus ilex* und *Q. suber*), saisonaler Dimorphismus (z.B. bei *Cistus spec.*), Feuerresistenz (z.B. bei *Ampelodesmos mauritanica*) und hohe Regenerationsfähigkeit (z.B. bei *Erica arborea*, *Lotus edulis* und *Stipa tenacissima*) charakterisieren hierbei viele Arten (Perevolotsky und Haimov, 1992; Henkin u. a., 1998; Lloret u. a., 2003).

Mediterrane Gebiete beschreiben ca. 1,8 % (2,7 Mio. km²) des Festlandes weltweit und stellen damit die kleinste Ökozone der Erde dar (Schultz, 1995). Der Großteil der mediterranen Fläche befindet sich im Mittelmeerraum um die Breitengrade 29° N - 45° N (Europa, Nordafrika, Asien), aber auch in Nord- und Südamerika, Australien und Südafrika gibt es kleinere Areale (siehe im Anhang Abb. 21 S. i). Diese Ökozone macht an den Westseiten der Kontinente den Außenbereich der Subtropen in polwärtiger Richtung aus. Sie bildet den Übergang von der gemäßigten nemoralen zur trockenen subtropischen Zone. Die Ökozone ist durch lange, warme und trockene Sommermonate sowie häufige Niederschläge in den Wintermonaten charakterisiert. Die Niederschläge besitzen eine hohe jährliche und räumliche Variabilität, so dass einzelne Regionen innerhalb der mediterranen Zone das gesamte Spektrum zwischen arid (im Mittel unter 100 mm im Jahr) und humid (im Mittel knapp über 1000 mm im Jahr) umfassen können (Schultz, 1995).

In den mediterranen Ökozonen dominieren kräftig gefärbte Parabraunerden (Luvisole, Lessivés) auf kalkhaltigem Material (Kuntze u. a., 1988; Schultz, 2000). Bei vielen dieser mediterranen Böden hat eine Tonverlagerung vom Oberboden in tiefere Schichten stattgefunden (Lessivierung). Die Kornfraktionen des Oberbodens reichen von Grobsand bis Ton (Smith u. a., 1985). So können viele Bodentexturen im Mittel als lehmiger bis schluffiger Sand bezeichnet werden (Agassi und Ben-Hur, 1992; Cerda u. a., 1995; Cerda, 1998c; Martinez-Mena u. a., 1998b; Arhonditsis u. a., 2002; Breshears u. a., 2003; Austin u. a., 2004; Karl Vanderlinden u. a., 2005). Vor allem auf ariden Flächen weisen die Böden auf Grund der geringen Vegetationsbedeckung, wüstenähnliche Eigenschaften auf (Kosmas, 1997). So ist die Infiltrationsrate der Böden stark herabgesetzt und die Wahrscheinlichkeit eines Oberflächenabflusses mit entsprechender Erosion erhöht (Wilcox u. a., 2003; Puigdefábregas, 2005). Erosion durch Oberflächenabfluss ist ein allgemeines Phänomen der Bodenoberflächen der Erde (Pimentel, 1995). Tritt dabei ein so starker Oberbodenverlust auf, dass grundlegende Eigenschaften des Ökosystems verloren gehen, spricht man von

Landdegradation (UNEP, 1992). Bei Untersuchungen in Trockengebieten wurde der Begriff Desertifikation geprägt (Hawkes, 2004). In der Literatur ist im Laufe der Zeit die Desertifikation unterschiedlich gedeutet worden (Dregne, 1978; Mensching, 1990; le Houérou, 1996; Bergkamp, 1997; Katyal und Vlek, 2000). Für die vorliegende Studie soll die folgende Definition aus dem „*World Atlas of Desertification*“ herangezogen werden (Middleton und Thomas, 1997): „Desertifikation ist Landdegradation in ariden, semiariden und trockenen wechselfeuchten Gebieten, die aus verschiedenen Faktoren (einschließlich klimatischen Veränderungen und menschlichen Aktivitäten) resultiert (Übersetzung von Schnabel, 2000).“

Mediterrane Gebiete und die sich darauf befindende Vegetation werden fast ausschließlich von Niederschlägen gespeist, dabei zeichnen sich hohe räumliche und zeitliche Niederschlagsmuster ab (le Houérou und Hoste, 1977; Hawkes, 2004). Untersucht man die Vegetation entlang eines Klimagradienten, nimmt die Fitness und Abundanz vieler betrachteter Pflanzenarten mit zunehmender Wasserverfügbarkeit zu (Sternberg und Shoshany, 2001b). Die allgemeine Produktivität der Phytobiomasse steigt mit zunehmender Wasserverfügbarkeit ebenfalls an (Puigdefábregas, 1998; Romero-Diaaz, 1999; Engels und Student, 2001; Köchy u. a., 2007a). Zudem ändert sich mit zunehmender Wasserverfügbarkeit auch die Artenzusammensetzung (George u. a., 1992; Shoshany, 2000; Sternberg und Shoshany, 2001b). So ist ein Trend von ausdauernden zu einjährigen Kräutern und von Baum- zu Strauchdominanz zu verzeichnen (Schlesinger u. a., 1990; Austin u. a., 2004).

Da mediterrane Gebiete oft an Wüsten grenzen, ist ihre Erhaltung der einzig mögliche Schutz einer Wüstenausbreitung entgegenzusteuern. Zum anderen sind gerade mediterrane Gebiete den Gefahren der Desertifikation verstärkt ausgesetzt (Schlesinger u. a., 1990; Yassoglou und Kosmas, 2000; Haboudane u. a., 2002). Auch die geringe absolute Größe der mediterranen Ökozone beinhaltet eine starke Gefährdung bei fortschreitendem Klimawandel und starker Nutzung durch den Menschen (Allen, 2003). Auf Grund der genannten Fakten, der Einzigartigkeit und Sensibilität dieser Ökozone, besitzen mediterrane Gebiete ein besonderes Alleinstellungsmerkmal für Forschung und Naturschutz.

Um die Wüstenbildung und -ausbreitung zu verstehen, sind Kenntnisse über die zugrunde liegenden Prozesse der Desertifikation erforderlich (Bergkamp, 1997; Hawkes, 2004). Der Verlust von fruchtbarem Boden und der Vegetationsdecke spielt dabei wahrscheinlich eine große Rolle (Yassoglou und Kosmas, 2000; Hawkes, 2004). Es wurde gezeigt, dass sich die Vegetation unter anderem positiv auf die Infiltration und der damit verbundenen Grundwasserneubildung auswirkt (Cerdea u. a., 1998; Romero-Diaaz, 1999; Engels und Student, 2001; Hawkes, 2004). Bei verringerter Vegetationsbedeckung reduziert sich die Wasserverfügbarkeit für die Vegetation selbst, womit das gesamte Mikroklima in Mitleidenschaft gezogen und das Desertifikationsrisiko gesteigert wird (Lavee u. a., 1998; Breshears und Barnes, 1999; Hawkes, 2004). Offen liegender Boden bietet den physikalischen Kräften eine größere Angriffsfläche, so dass abiotische Größen wie Temperatur, Wind und Wasser auf diesen ungedämpft einwirken können (Pimentel, 1995). Erosion durch Wind

und Oberflächenabfluss stellen beim Prozess der Desertifikation entscheidende Größen dar (Breshears u. a., 2003).

Der Mensch spielt beim Prozess der Desertifikation eine zentrale Rolle (Yassoglou und Kosmas, 2000; Çetin u. a., 2006). Durch die Unterordnung von Boden und Vegetation gegenüber menschlicher Bedürfnisse kann es zu einem Verlust an Tragfähigkeit des Bodens und vor allem der bereits erwähnten Vegetationsbedeckung kommen (le Houérou und Hoste, 1977; Cerda, 1998b; Engels und Student, 2001; Naveh und Carmel, 2003). Dichte Besiedlung, Viehzucht und -haltung in hohen Stückzahlen, sowie Ackerbau begünstigten die Degradation der Böden, was zu verschärften Erosionsereignissen und schließlich zur Desertifikation führen kann (Cerda, 1998b; Puigdefábregas, 1998; Romero-Diaaz, 1999; Yassoglou und Kosmas, 2000).

Eine übermäßige Beweidung beeinflusst die Vegetation negativ, was unter Umständen bis zur Extinktion einzelner Arten führen kann (le Houérou und Hoste, 1977; Perevolotsky und Haimov, 1992; Weber u. a., 1998; Engels und Student, 2001). Beweidete Flächen weisen einen erhöhten Oberflächenabfluss auf, welcher durch eine Bodenverdichtung durch Viehtritt und verminderte Vegetationsbedeckung verursacht wird (Cerda u. a., 1998; Engels und Student, 2001). Daraus folgend erhöht sich die Erosion dieser gestörten Fläche und die Wahrscheinlichkeit der Desertifikation (Yassoglou und Kosmas, 2000; Engels und Student, 2001; Naveh und Carmel, 2003).

Störungen durch Feuer beeinflussen die Vegetation zum einen direkt, aber auch die Bodeneigenschaften sind nach Feuerereignissen stark verändert und lassen dann eine erhöhte Erosion aufkommen (Cerda u. a., 1995; Lloret u. a., 2003; Hawkes, 2004; Lasanta und Cerda, 2005). Bei einer Zunahme der Feuerhäufigkeit kann die Pflanzensukzession stark gestört werden, so dass sich das Artenspektrum verändert und die Böden stärker durch Erosion geschädigt werden können (Cerda, 1998b; Henkin u. a., 1998; Cobo und Carreira, 2003; Hawkes, 2004). Klimawandel wirkt sich somit durch eine steigende Aridität mit erhöhter Feuerwahrscheinlichkeit synergistisch negativ auf Vegetation und Boden der mediterranen Gebiete aus (Austin u. a., 2004). Damit verbunden steigt auch das Risiko der Desertifikation (George u. a., 1992; Cerda, 1998c).

Untersuchungen bzw. Zusammenfassungen über diese komplexen Interaktionen von Boden, Wasser, Vegetation sowie anthropogenen und natürlichen Störungen existieren in der Literatur nur spärlich (Kosmas, 1997; Lavee u. a., 1998; Cammeraat und Imeson, 1999; Romero-Diaaz, 1999; Hawkes, 2004; Wu und Wang, 2007). Viele räumliche Betrachtungen der Vegetation- und Erosion umfassen den kleinskaligen Bereich von wenigen cm^2 bis mehreren m^2 oder aber den überregionalem Maßstab von mehreren km^2 (Essa, 1996; Cerda u. a., 1998; Castillo, 2003; Hawkes, 2004; Wu und Wang, 2007). Die Herstellung eines Raumbezuges zwischen den einzelnen Studien ist dabei meist sehr aufwendig oder auf Grund mangelnder Informationen nicht möglich (Cammeraat und Imeson, 1999). Felduntersuchungen zur Erosion sind auf Grund der enormen Variabilität der Böden, der Nie-

derschläge und der Vegetationsbedeckung zeitlich oft unzureichend und stellen daher eher Momentaufnahmen dar (Cerda, 1998b; Lasanta u. a., 2000; Austin u. a., 2004). So gewonnene Daten unterliegen einer ähnlichen Variabilität wie die des Klimas, womit zukünftige Entwicklungstrends und allgemeine Gesetzmäßigkeiten schwer abschätzbar werden (Cerda u. a., 1998; Lasanta u. a., 2000). Standardisierte Regensimulationen geben Hinweise über potentielle Sedimentverluste. Es ist jedoch in Frage zu stellen, in wieweit diese realistische Daten liefern (Cerda u. a., 1998; Leonard und Andrieux, 1998; Cammeraat und Imeson, 1999; Castillo, 2003).

Theoretischer Ansatz und Fragestellungen

Der heutige Erkenntnisstand über Vegetationsentwicklung und hydrologische Prozesse in mediterranen Gebieten kann zur Erosionsabschätzung nur bedingt herangezogen werden (Bergkamp, 1997; Shoshany, 2000). In dieser Studie wird ein computergestütztes gitterbasiertes Modell verwendet, um einen tieferen Einblick in die Prozesse der Erosions- und Vegetationsdynamik in Raum und Zeit zu gewinnen. Es ist zu beachten, dass die Natur nicht im Detail abzubilden ist und so vereinfachende Annahmen gemacht werden müssen (Austin u. a., 2004), wie etwa homogene Bodentypen und Aggregierung von Arten (Kräuter, Sträucher). Modelle sollen eher Zusammenhänge auf räumlichen und zeitlichen Skalen zu erkennen und durch die Möglichkeit von selektiven und schnellen Systemveränderungen bzw. unterschiedlichen Szenarien ein genaueres Verständnis der Wirkungsweise der Faktoren mit sich bringen (Austin u. a., 2004; Wu und Wang, 2007).

Um qualitative und quantitative Aussagen über den Bodenabtrag treffen zu können, wurden in den vergangenen Jahren mehrere empirische und physikalische Modelle entwickelt (Brazier u. a., 2000; Schmidt u. a., 1996; Boer und Puigdefábregas, 2005; Tsara u. a., 2005; Wu und Wang, 2007). Als Klassiker unter den Erosionsmodellen ist die Allgemeine Bodenabtragsgleichung (USLE = *Universal Soil Loss Equation*) zu bezeichnen, welche speziell für nordamerikanische Agrarflächen entwickelt wurde (Wischmeier und Smith, 1978; Uson und Ramos, 2001; Arhonditsis u. a., 2002). Viele weitere Erosionsgleichungen bauen auf den Prinzipien der USLE auf (Essa, 1996; Kreikemeier, 2002; Hinz, 2004). Siehe auch im Anhang auf Seite iii Tabelle 16. Trotz genauer Ergebnisse besteht ein oft beträchtliches Problem der USLE und ihrer Abkömmlinge darin, dass man für eine Erosionsabschätzung eine sehr detaillierte Datengrundlage benötigt, die in den meisten Fällen nicht zugänglich ist. Die USLE liefert Jahresprognosen, in denen wenig interannuelle Dynamik mit einfließt (Tsara u. a., 2005), wobei gerade den seltenen starken Einzelniederschlagsereignissen erosionsverursachende Wirkung zukommt (Martinez-Mena u. a., 1998a). Für allgemeine und größere Flächenabschätzungen erscheint daher die Anwendung der USLE recht unpraktikabel zu sein.

In der Hydrologie wird für Erosionsabschätzungen meist auf physikalische Gesetzmäßigkeiten zurückgegriffen, welche durch Experimente empirisch bestätigt und validiert worden sind (Strickler, 1923; Meyer-Peter und Müller, 1948; van Rijn, 1986; de la Motte, 2000; Winter, 2001; Hoyme, 2002). Bei diesen Erosionsuntersuchungen handelt es sich meist um flussmorphodynamische Analysen (van Rijn, 1984; Gladkow und Söhngen, 2000; de la Motte, 2000; Marek, 2001). Diese gehen davon aus, dass der Beginn der Bewegung der Sedimentteilchen von der Bewegung des Materials am Boden abhängt. Dieses Verhalten kann man durch das Überschreiten einer kritischen Bodenschubspannung mit einer tatsächlich vorhandenen Bodenschubspannung beschreiben (Strickler, 1923).

In dieser Studie sind die Prozesse, welche sich an der Oberfläche abspielen, für die Erosion von großem Interesse. Bodenleitfähigkeit, Grundwasserneubildung, kapillare Aufstiege und ähnliches werden nicht näher betrachtet. Der aus der Hydrologie bekannte Ansatz des Flusssedimenttransportes durch Berechnung der Bodenschubspannung nach Strickler und der Transportrate nach van Rijn wurde dabei für die Anwendung der Erosionsberechnung auf Festlandflächen benutzt (van Rijn, 1993; Hoyme, 2002).

Um eine hohe Aussagequalität des Modells zu erreichen, ist eine gute Datenlage erforderlich sowie eine Validierung eines recht unabhängigen Datensatzes. Hierbei wurden die Parametereinstellungen der Studie vorrangig aus empirischen Daten aus Israel generiert. Israel ist für mediterrane Studien von großer Bedeutung, da dort ein natürlicher scharf ausgeprägter Klimagradient existiert (Ben-Gai u. a., 1998; Lavee u. a., 1998; Pariente, 2002; Hawkes, 2004; Köchy und Jeltsch, 2006). Auf dieser kurzen Übergangsstrecke zwischen aridem und humidem Klima sind in den letzten Jahrzehnten viele Feldstudien vorgenommen worden, die es erleichtern theoretische und praktische Arbeiten zu verknüpfen (le Houérou und Hoste, 1977; Smith u. a., 1985; Agassi und Ben-Hur, 1992; Kutiel und Shaviv, 1992; Perevolotsky und Haimov, 1992; Boeken, 1995; Henkin u. a., 1998; Carmel und Kadmon, 1999; Sternberg und Shoshany, 2001a; Hawlena, 2006).

Wie bereits beschrieben hat die Vegetation einen großen Einfluss auf die Erosion, indem sie sich auf den Oberflächenabfluss auswirkt. Dabei beeinflussen Störungen wie Feuer und Beweidung die Vegetationsentwicklung in mediterranen Gebieten maßgeblich. Die Studie stellt einen Versuch dar, ökologische und hydrologische Prozesse in einem Modell zu verknüpfen. Dies soll auf einfache Art und Weise ermöglichen, mit Hilfe eines gitterbasierten Modells die Erosion generell bei verschiedenen Umwelteinflüssen abzuschätzen. Das Modell untersucht hierbei die Auswirkungen von Klima, Boden, Hangneigung, Feuer und Beweidung auf die Vegetations- und Erosionsentwicklung. Auch die Wechselwirkung Vegetation und Erosion steht im Fokus der Studie. Durch die diversen Interaktionen von abiotischen und biotischen Prozessen ergeben sich eine Vielzahl an interessanten Untersuchungsschwerpunkten. In dieser Studie werden einige Punkte aufgegriffen und wie folgt formuliert:

- Wie ändern sich Vegetationsmuster entlang eines Klimagradienten?
- Welche Rolle spielen dabei Störungen, die durch Beweidung und Feuer verursacht wurden?
- Inwieweit ist die Erosion vom Klima, Störungen durch Beweidung und Feuer, sowie der Vegetationsbedeckung abhängig?
- Ist die Erosion skalenabhängig?
- Was für ein Zusammenhang besteht zwischen der Hangneigung und der Erosion?
- Weisen verschiedene Bodentypen unterschiedliche Erosion auf?
- Kann die Erosion mittels der Transportraten des Oberbodens hinreichend abgeschätzt werden?
- Ist es möglich, trotz Beweidung bei spezifischen Beweidungsstrategien die Erosion zu verringern und die Vegetation zu bewahren?

2 Material und Methoden

Mit Hilfe eines computergestützten Modells sollen Vegetations- und Erosionsentwicklung simuliert werden, um ein Verständnis über Erosion zu erlangen. Im Mediterranen stellt Erosion einen Schlüsselfaktor der Desertifikation dar. Speziell bei der betrachteten Erosion durch Oberflächenabfluss gehen abiotische und biotische Faktoren ein. Die Faktoren im Modell sind das Klima, der Boden, die Exposition, die Vegetation und Störung in Form von Feuer und Beweidung.

2.1 Kausaldiagramm

Die Abbildung 1 zeigt den kausalen Zusammenhang zwischen Klima (Punkt 14 in Abb. 1), Exposition (Punkt 4), Störungen durch Feuer (Punkt 11) und Beweidung (Punkt 18), Bodeneigenschaften (Punkt 8), Vegetationsbedeckung (Punkt 9) und der damit verbundenen Erosion, die bei Niederschlagsereignissen auftreten kann (Punkt 15). Die Stärke der Bodenschubspannung (Punkt 1) ist ausschlaggebend, ob und in welchem Umfang Erosion entstehen kann. Diese Spannung wird durch die Abflussgeschwindigkeit (Punkt 2) bestimmt. Die Abflussgeschwindigkeit ergibt sich aus der Exposition und der potentiell zur Verfügung stehenden Oberflächenabflussmenge (Punkt 3) des jeweiligen Niederschlagsereignisses (Punkt 5). Ferner stellt auch die Bodenrauigkeit (Punkt 6) eine wichtige Größe für die Abflussgeschwindigkeit dar. Die Bodenrauigkeit, welche nach Strickler als k_{Str} -Wert definiert wurde (Strickler, 1923), wird über den mittleren Korndurchmesser (Punkt 7), der für einen bestimmten Bodentyp mit einer spezifischen Bodentextur steht, sowie durch die Vegetationsbedeckung beeinflusst (Akkermann, 2004). Der mittlere Korndurchmesser

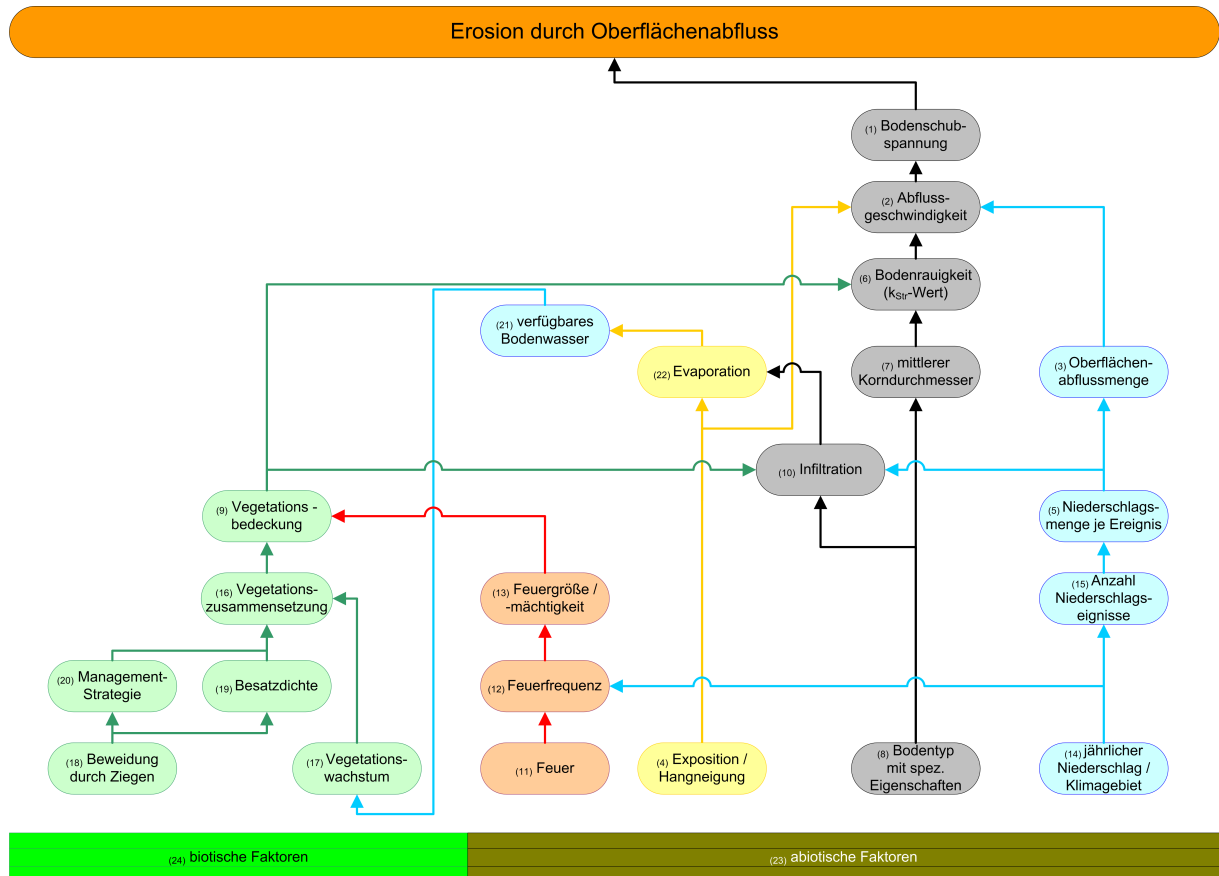


Abbildung 1: Kausaldiagramm zur Beschreibung von Erosionsprozessen in mediterranen Gebieten.

setzt sich aus dem gewichteten Mittel der Häufigkeiten aller Korngrößen des Oberbodens zusammen. Die Vegetation übt ebenfalls einen starken Einfluss auf die Bodenrauigkeit aus und beeinflusst somit die Abflussgeschwindigkeit und die damit verbundene Erosion.

Die Oberflächenabflussmenge ergibt sich aus der Differenz zwischen der Regenmenge des Niederschlagsereignisses und der infiltrierten Wassermenge (Punkt 10). Anzahl und Intensität der Niederschlagsereignisse variieren klimaspezifisch und sind von der jährlich schwankenden Jahresniederschlagsmenge abhängig. Eine Infiltration kann räumlich stark variieren. Sie wird zum einen vom Bodentyp und zum anderen von der Vegetationsbedeckung bestimmt. Störungen wie Feuer schaffen freie Flächen und setzen die Infiltration auf den Status der Infiltrationsrate des jeweiligen Bodentyps herab. Dabei wird Feuer sowohl in seiner Häufigkeit (Punkt 12) als auch Mächtigkeit (Punkt 13) vom Klima und von der Vegetation beeinflusst (Malamud u. a., 1998).

Bei der Vegetationsbedeckung wird deren Zusammensetzung (Punkt 16) aus verschiedenen Klassen unterschieden. In diesem Modell existieren zwei Klassen; die einjährigen Kräuter und die Sträucher. Die Vegetationszusammensetzung wird durch das Vegetationswachstum (Punkt 17) der einzelnen Klassen und durch Beweidungsdruck beeinflusst. Der Beweidungsdruck, welcher in diesem Modell durch Ziegen verursacht wird, kann zum

einen an Intensität (Punkt 19) zunehmen und zum anderen durch Beweidungsmanagements (Punkt 20) kombiniert werden. Das Beweidungsmanagement kann als Koppelhaltung interpretiert werden. Dabei sollen auf kleinem Raum hohe Besatzdichten einwirken, welche aber durch die räumliche Trennung der Beweidung auf zeitlicher Sicht moderate Störungen darstellen.

Das jeweilige Vegetationswachstum der Pflanzenklassen ist im Modell wasserlimitiert (Punkt 21). Dabei sind Sträucher auf stärkere Einzelniederschlagsereignisse angewiesen, was eine tieferen Bodendurchfeuchtung gleichzusetzen ist. Das pflanzenverfügbare Bodenwasser kalkuliert sich aus der Differenz zwischen der Summe der infiltrierten Jahreswassermenge sowie dem Zwischenabfluss und der Evaporation (Punkt 22); unterschiedlich für verschiedene Expositionen. Abiotische Prozesse (Punkt 23) haben einen größeren Einfluss auf Erosionserscheinungen als die biotischen (Punkt 24). Dennoch sind es die biotischen Prozesse, welche das Gesamtmaß der Erosion beeinflussen können. Anthropogen ist dies durch Managementstrategien in Form von Beweidung denkbar.

2.2 Struktur des Modells

Dieser Abschnitt soll eine Übersicht über die verwendeten Faktoren des Modells geben, welche die Vegetations- und Erosionsentwicklung beschreiben. Im folgenden Abschnitt wird auf Details zur Durchführung eingegangen. Das Modell wurde in *Borland Builder C++ 5.0* implementiert. Dabei wurde ein objektorientierter, gitterbasierter Ansatz gewählt, um die verschiedenen Eigenschaften der Betrachtungseinheiten Klima, Vegetation, Feuer, Boden, Bodenprozesse und Wasserdynamik effizient in Klassen zusammen zu fassen. Die übrigen für die Simulation relevanten Strukturen und Prozesse wurden durch Parameter und Funktionen beschrieben. Eine detaillierte Übersicht ist dem Anhang der Tabelle ab Seite vi zu entnehmen.

2.2.1 Landschaft

Die für das Modell verwendete Fläche, auf der sich Vegetation entwickelt und Erosion stattfindet, entspricht ein Gitter mit einer Ausdehnung von 300×300 Zellen. Dabei besitzen die quadratischen Zellen eine Kantenlänge von fünf Metern. Eine für das Modell geeignete virtuelle Landschaft wird mit Hilfe eines Algorithmus nach Saupe (1988) entwickelt und in einem modifizierten Landschaftsgenerator produziert. (Für den Saupe-Algorithmus wurden folgende Parameter der Landschaftserzeugung gewählt: MaxLevel = 9, Sigma = 25, Hurst = 45, Addition = 1.) Nach der Landschaftserzeugung wird die Höhenvariation zwischen den Nachbarzellen skaliert. Bei der Skalierung wird darauf geachtet, dass ein Neigungswinkel von 12° zwischen benachbarten Zellen nicht überschritten wird. Für realistische Wasserabflussbedingungen erwies sich dies auf der kleinsten Raumskala (Zellniveau) am geeignetsten.

In das so erzeugte Gitter wird eine starre Wadilandschaft gelegt (siehe im Anhang Abb. 22 S. i). Für eine differenzierte Untersuchung von Vegetations- und Erosionsentwicklung wird die Landschaft in vier Habitatstypen unterteilt. Diese werden im Weiteren Textverlauf als Plateau, Wadi, Nord- und Südhang angesprochen (Abb. 22). Die Winkel der Hänge können bei der Landschaftserzeugung variiert werden und reichen in der Studie von 10 über 20 und 30 bis zu 35°. Die scharfen Übergänge der Lebensräume Hang - Ebene, welche durch die Überlagerung mit der Wadilandschaft entstehen, werden mit einem Glättalgorithmus in Hangrichtung aus dem Mittelwert der Höhen von zehn Nachbarzellen abgeschwächt. Für eine detailliertere Beschreibung der Landschaftserzeugung sei auf Köchy und Jeltsch (2006) und Köchy u. a. (2007a) sowie auf Martz (2007) verwiesen.

Um die Zusammenhänge von Störungen und Klima in mediterranen Gebieten näher betrachten zu können sind neben den Koordinaten der Zellen weitere Landschaftsinformationen nötig, welche nach der Landschaftserzeugung kalkuliert werden.

Diese Landschaftsinformationen sind für jede Zelle:

- Höhenlage [m]
- Distanz vom Zellenmittelpunkt zu jeder Nachbarzelle [m]
- Neigungswinkel zur jeweiligen Nachbarzelle [°]
- Hauptexposition [°]
- Evaporation zur Hauptexposition [%]
- potentielle Abflussbreite zu jeder tiefer liegenden Nachbarzelle [m]
- relative effektive benetzbare Oberfläche [-]
- relativer Oberflächenabfluss zur Nachbarzelle [-]
- relativer Zwischenabflusses [-]
- lokale Quelle oder Senke [-]

2.2.2 Klima

Im Modell werden fünf Klimagebiete betrachtet, die auf Grund ihres mittleren Jahresniederschlags differenziert werden. Sie werden als arid ($100 \frac{mm}{a}$), halbarid ($300 \frac{mm}{a}$), trockenmediterran ($450 \frac{mm}{a}$), mediterran ($600 \frac{mm}{a}$) und feuchtmediterran ($800 \frac{mm}{a}$) bezeichnet. Des Weiteren wird die Anzahl der Niederschlagsereignisse pro Jahr [N] und die Niederschlagsmenge für jedes Niederschlagsereignis [mm] im jeweiligen Klimagebiet unterschieden (Tab. 1 S. 15). Das Niederschlagsgeschehen wird durch statistische Verteilungen beschrieben (Abschn. 2.3.2 S. 19).

2.2.3 Wasserdynamik und -information

Für die Vegetations- und Erosionsberechnung werden mehrere Zwischengrößen benötigt, die den Weg und den Verbleib des Niederschlagswassers beschreiben. Der potentielle Oberflächenabfluss nach einem Niederschlagsereignis, welcher die Grundvoraussetzung für das Auftreten von Erosion ist, setzt sich aus der Differenz der Menge des Niederschlagsereignisses und der sofort infiltrierten Menge zusammen. Am potentiellen Oberflächenabfluss und der steilsten Hangneigung einer Nachbarzelle wird geprüft, ob es zu schnellendem Abfluss kommen kann. Die Bedingung wird durch spezifische Werte der Froude - oder Reynolds - Zahl bestimmt (Dyck und Peschke, 1995; Kreikemeier, 2002). Schnellender Abfluss findet, dem geringsten Widerstand folgend, in eine Richtung statt. Ist die Bedingung für schnellenden Abfluss nicht erfüllt, findet laminarer Abfluss statt, wobei sich der potentielle Oberflächenabfluss in mehr als eine Richtung ergießen kann.

Die Geschwindigkeit des abfließenden Wassers wird durch die Manning - Strickler - Gleichung berechnet (Gl. 16 S. 22). Dabei beeinflusst der k_{Str} -Wert $[\frac{\sqrt[3]{m}}{s}]$, welcher die Bodenrauigkeit beschreibt, neben der Hangneigung die Abflussgeschwindigkeit maßgeblich. Der k_{Str} -Wert nach Strickler (1923) setzt sich in diesem Modell aus dem mittleren Korndurchmesser und der Vegetationsbedeckung zusammen (Gl. 12 und 13 S. 13). Während des Abflusses über die Zelloberfläche kann Oberflächenwasser in den Boden filtrieren. Am Ende eines jeden Jahres wird die für Pflanzen verfügbare Bodenwassermenge aus der infiltrierten Menge Oberflächenwasser, dem Zwischenabfluss und der Evaporation kalkuliert. Zusätzlich ist im Modell ein Fünfjahres-Wasserspeicher integriert, der im Modell für das Vegetationswachstum eine Art Klimagedächtnis darstellt.

2.2.4 Bodeninformation

Dem Modell liegen bodenspezifische Eigenschaften, physikalische Größen und die Erdbeschleunigung $[\frac{m}{s^2}]$ zugrunde, die für die Kalkulation der Erosion benötigt werden. Die empirisch ermittelten Werte zur kritischen Bodenschubspannung (T_{krit}) von Shields aus dem mittleren Korndurchmesser werden ebenfalls als Bodeninformation betrachtet (Shields (1936) in Hoyme (2002)).

Verwendete physikalische Größen sind:

- dynamische Viskosität $[\frac{m^2}{s}]$
- Dichte des Wassers $[\frac{kg}{m^3}]$
- Dichte von Quarz $[\frac{kg}{m^3}]$

Verwendete Bodeneigenschaften sind:

- mittlerer Korndurchmesser [m]
- kritische Bodenschubspannung [$\frac{N}{m^2}$]
- Aggregatklasse [-]
- Durchlässigkeit [-]
- Anteil an Sand [%]
- Anteil an Feinsand [%]
- Anteil an Ton [%]

2.2.5 Bodendynamik

Die Erosion wird einerseits ereignisbasiert in Form des Bodenschubspannungs- und Transportratenmodells nach Strickler und van Rijn (Marek, 2001; Hoyme, 2002) und zum anderen jährlich durch die Funktion der USLE mit Hilfe der voreingestellten Bodeneigenschaften berechnet (Hinz, 2004).

Die Bodenschubspannung gibt eine Kraft an, welche auf die Bodenoberfläche wirkt. Zur Bestimmung der Bodenschubspannung sind die Abflussgeschwindigkeit, die Höhe des Oberflächenwassers (Wassersäule) und die Bodenrauigkeit die Haupteinflussgrößen (Abschn. 2.3.6 Gl. 19 S. 23). Das Transportmodell nach van Rijn beschreibt eine Transportrate für die Berechnung der Erosion, wofür der mittlere Korndurchmesser, die Dichte der beteiligten Stoffe und die Bodenschubspannung maßgebliche Eingangsgrößen sind (Abschn. 2.3.6 Gl. 20 und 23). Die Kalkulation der Erosion durch die USLE erfolgt durch Jahres-, Boden- und Landschaftsparameter (näheres in Abschn. 2.3.10 ab S. 26). Bei auftretender Erosion findet keine Verformung der Landschaft statt. Die Landschaftsparameter stellen unveränderliche Werte dar.

2.2.6 Vegetation

Die Entwicklung der beiden Vegetationsklassen einjährige Kräuter und Sträucher wird im jährlichen Rhythmus berechnet. Das Wachstum der einjährigen Kräuter wird in Biomasseeinheiten kalkuliert und über eine Regression in den relativen Anteil der Vegetationsbedeckung der Kräuter umskaliert (Köchy, 2006). Die Strauchentwicklung wird nach dem Algorithmus von Dan Malkinson als relativer Anteil der Strauchbedeckung beschrieben (Köchy und Jeltsch, 2006; Köchy u. a., 2007a; Malkinson und Jeltsch, 2007). Dabei ist eine leichte Modifikation vorgenommen worden, welche die Wasserverfügbarkeit der Sträucher betrifft. Sträucher weisen eine tiefere Durchwurzelung auf und sind auf eine höhere Bodendurchfeuchtung angewiesen (Breshears und Barnes, 1999). Auf Grund der hohen zeitlichen

Auflösung der Niederschlagsereignisse kann im Modell auf dieses Detail eingegangen werden. Für jedes Jahr wird aus den Abflussdynamiken der Einzelniederschlagsereignisse eine relative Bodendurchfeuchtung berechnet, die für Sträucher die absolute Wasserverfügbarkeit zwischen 60 und 100 % zugänglich macht (Tab. 7 S. 26).

2.2.7 Beweidung

In der Simulation erfolgt eine Beweidung der Landschaft durch vier verschiedene Managementstrategien. Dabei handelt es sich um eine Art Koppelhaltung mit jährlich und räumlich verschiedenen Rotationszyklen. Management eins entspricht einer ganzflächigen Koppelhaltung. Die Beweidung kann aber auch auf zwei, drei oder vier Koppeln verteilt werden. Hierbei wird die Koppel im Jahresrhythmus gewechselt. Der Beweidungsdruck ist auf den kleineren Teilkoppeln höher als auf der ganzflächigen, aber die Frequenz der Beweidung wird in diesem Fall geringer (Management1 = $\frac{1}{a}$; Management2 = $\frac{1}{2 \cdot a}$; Management3 = $\frac{1}{3 \cdot a}$; Management4 = $\frac{1}{4 \cdot a}$). Des Weiteren kann der Viehbesatz, der auf der Landschaft lastet, variiert werden. Der Viehbesatz steht für die Beweidungsintensität und wird in Großvieheinheiten (*GVE*) pro ($km^2 \cdot a$) angegeben.

2.2.8 Feuer

Das Auftreten von Feuer wird im Modell anhand eines klimaspezifischen (α) und vegetationspezifischen (β) Parameters beschrieben. Aus diesen Parametern wird die Häufigkeit und Größe der Feuer berechnet. Diese beruht auf dem Potenzgesetz (Gl. 1) nach Malamud u. a. (2005), welches über empirische Daten Häufigkeiten von Feuergrößen in einem Modell beschreibt. Die Parameter α und β wurden nach Malamud regional- und klimaspezifisch bestimmt.

$$f(A_F) = \alpha \cdot A_F^{-\beta} \quad (1)$$

Legende: $f(A_F)$ = Häufigkeitsdichte der Feuergröße; A_F = Feuergröße; α = empirischer Parameter; β = empirischer Parameter

2.3 Prozesse

In diesem Abschnitt wird detailliert beschrieben, wie die Prozesse der Vegetations- und Erosionsentwicklung im Modell implementiert werden. Das in Abbildung 2 dargestellte Flussdiagramm zeigt den zeitlichen Ablauf der verschiedenen Prozesse. Dabei sind die drei zeitlichen Hierarchieebenen in verschieden farblich gekennzeichneten Boxen gegliedert (Jahresschritte [weiß], Niederschlagsereignisse [ocker], Oberflächenabfluss pro Niederschlagsereignis [gelb]). Die Ausgabewerte sind farblich differenziert: braun steht für Erosion, dunkelgrün für Vegetation.

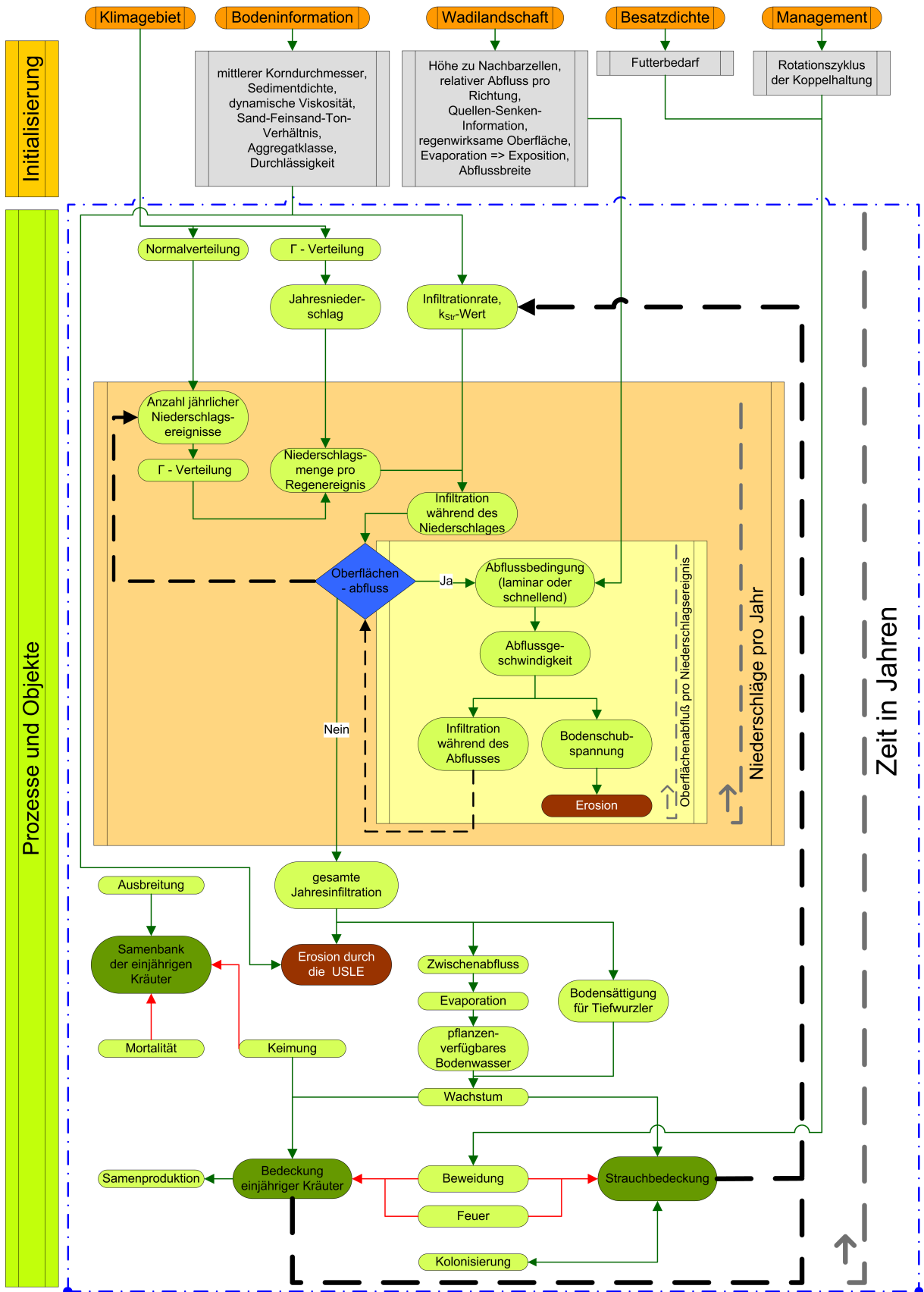


Abbildung 2: Flussdiagramm der im Modell verwendeten Prozesse.

Legende: grüne Pfeile = positive Interaktion; rote Pfeile = negative Interaktion; schwarz/grau gestrichelte Pfeile = Schleife

2.3.1 Initialisierung

Ein Eingabewert für das Modell ist die Besatzdichte, welche von 0 $\frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ bis 80 $\frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ reichen kann. Der Futterbedarf der Tiere wird aus der Besatzdichte und dem Bedarf an Trockenbiomasse für eine *GVE* [$10 \frac{kg}{ha \cdot d}$] bestimmt (Perevolotsky u. a., 1998). Neben der Besatzdichte wird auch die Art des Beweidungsmanagements variiert. Hierbei kann zwischen den vier Koppelhaltungsszenarien, die in Abschnitt 2.2.7 beschrieben sind, gewählt werden. Die für das Modell verwendeten fünf Klimagebiete sind in Tabelle 1 mit den für jedes Klimagebiet spezifischen Parametern, welche für die Berechnung des virtuell erzeugten Niederschlages benötigt werden, ersichtlich. Auf der Grundlage dieser Parameter werden die jährlichen Niederschlagsmengen und -ereignisse kalkuliert.

Die generierte Wadilandschaft mit spezifischen Hangneigungen (10, 20, 30, 35°) wird im Modell eingelesen. Dabei sind die Position, die jeweilige Höhenlage jeder Zelle und der Habitattyp vorab bekannt. In der Initialisierung erfolgt dann die Kalkulation der übrigen Landschaftsinformationen, die für die im Modell ablaufenden Wasserabflussprozesse benötigt werden. So wird die Distanz vom Mittelpunkt der betrachteten Zelle zu jeder ihrer acht benachbarten Zellen berechnet. Der Neigungswinkel zu allen Nachbarzellen wird durch folgende Gleichung bestimmt:

$$WinkelN = \frac{asin(aZH - bZH)}{Distanz} \quad (2)$$

Legende: *WinkelN* = Winkel zur Nachbarzelle [°]; *aZH* = aktuelle Zellhöhenlage; *bZH* = benachbarte Zellhöhenlage

Dem steilsten Winkel zur jeweiligen Zelle wird die Haupthangrichtung zugewiesen, dies entspricht der Exposition. Die Exposition kann acht mögliche Richtungen annehmen (N, NO, NW, S, SO, SW, O und W). Aus der Exposition und dem Neigungswinkel wird auf die Stärke der Evaporation geschlossen. Dabei wird eine Formel generiert, die auf Grundlage des steilsten Winkels multipliziert mit ± 1 jeweils eine potentielle Jahresevaporation für die Nord- und Südexposition bestimmt (Gl. 3). Den Maximalwert für die Evaporation besitzt ein 20° Südhang mit etwa 20 % Evaporationsverlust im Jahr. Ab über 75° Südhanggefälle und mehr als 35° Nordhanggefälle ist der Sonnenstand so ungünstig, dass die Evaporationsmenge kaum mehr erfasst werden kann. An diesen Punkten wird die Funktion Null gesetzt. Der tatsächliche Jahresevaporationsverlust der jeweiligen Expositionen wird aus den beiden potentiellen Evaporationsverlusten Nord und Süd bestimmt (Tab. 2).

Die relativ effektive benetzbare Oberfläche der Zelle, die durch senkrecht fallende Niederschläge erreicht wird, bestimmt sich aus den acht Winkeln zu den jeweiligen Nachbarzellen mit Hilfe eines gewichteten Mittels (Gl. 4).

Gibt es mindestens eine tiefer liegende Nachbarzelle, lässt sich aus der Anzahl und dem jeweiligen Neigungswinkel dieser Nachbarzellen ein relativer Oberflächenabfluss in die jeweils betrachtete Abflussrichtung berechnen (Gl. 5). Ist die erste Bedingung nicht erfüllt,

Tabelle 1: Parametereinstellungen zur Kalkulierung der klimaspezifischen Niederschlagsdynamik.

Klimagebiet	mittlerer Jahresnie- derschlag [mm]	Niederschlags- ereignis [N]		minimale Nie- derschlagsanzahl pro Jahr [N]	Parameter für die Γ - Verteilung der Nie- derschlagsmenge pro Ereignis
		μ	σ		
arid	100	17,567	5,433	3	7,795
halbarid	300	33,863	9,950	5	11,600
trocken- mediterrän	450	41,430	10,07	7	14,715
mediterrän	600	46,700	10,80	10	16,110
feucht- mediterrän	800	51,150	11,88	12	15,419

$$\begin{aligned}
EVO = & 0,8 - 9,99 \cdot 10^{-18} \cdot sW + 0,0001258 \cdot (sW - 20)^2 \\
& + 1,187 \cdot 10^{-21} \cdot (sW - 20)^3 - 2,0025 \cdot 10^{-8} \cdot (sW - 20)^4 \quad (3)
\end{aligned}$$

Legende: EVO = Evaporation [%]; sW = steilster Winkel pro Zelle [°]

jedoch mindestens eine Nachbarzelle auf dem gleichen Höhenniveau wie die betrachtete Zelle, wird der relative Oberflächenabfluss nach Gleichung 6 beschrieben. Zellen, welche keine tiefer liegenden oder gleich hohen Nachbarzellen besitzen, stellen lokale Senken dar.

$$rbOF = \sum \frac{|Winkel|}{\sum |Winkel|} \cdot \cos Winkel \quad (4)$$

Legende: $rbOF$ = relative effektive benetzbare Oberfläche [-]; $Winkel$ = Nachbarwinkel der Zelle [°]

Der Oberflächenabfluss einer Zelle erfolgt in maximal acht Richtungen. Die Information zur Abflussbreite in Richtung einer tiefer liegenden Zelle ist eine wichtige Größe für den Oberflächenabfluss. Der größtmögliche Umfang der Abflussbreite variiert für jede Zelle zwischen 20 (4 Abflussrichtungen im jeweiligen Winkel von 90°) und $13\frac{1}{3}$ m (8 Abflussrichtungen im jeweiligen Winkel von 45°). Der $13\frac{1}{3}$ m Umfang ergibt sich durch eine Diskretisierung in acht Teilabschnitte ausgehend von einem Kreis mit einem Durchmesser von 5 m. Abflussbedingungen im Winkel von 90° oder mehr zur benachbarten Abflussrichtung ergeben eine maximale Abflussbreite von 5 m in die betroffene Abfluss-

$$rOA = \frac{pWinkel}{\sum pWinkel} \quad (5)$$

$$rOA = \frac{1}{1 + \sum N_{Zellen}} \quad (6)$$

Legende: rOA = relativer Oberflächenabfluss [-]; $pWinkel$ = positiver Nachbarwinkel der Zelle [°]; N_{Zellen} = Nachbarzelle mit gleicher Höhe wie betrachtete Zelle

<i>Hauptang- richtung</i>	<i>Berechnung des Eva- porationsverlustes</i>
Nord	Evo_N
Süd	Evo_S
Ost	$\frac{Evo_N + Evo_S}{2}$
West	$\frac{Evo_N + Evo_S}{2}$
Nordost	$\frac{Evo_N + \frac{Evo_N + Evo_S}{2}}{2}$
Nordwest	$\frac{Evo_N + \frac{Evo_N + Evo_S}{2}}{2}$
Südost	$\frac{Evo_S + \frac{Evo_N + Evo_S}{2}}{2}$
Südwest	$\frac{Evo_S + \frac{Evo_N + Evo_S}{2}}{2}$

Tabelle 2: Berechnung des Evaporationsverlustes nach der jeweiligen Exposition mit Hilfe der Gleichung 3.

Legende: Evo_N = Evaporation am Nordhang [%]; Evo_S = Evaporation am Südhang [%]

richtung (siehe Anhang Abb. 23 S. ii). Hingegen wird bei Abflussbedingungen im Winkel von 45° die Abflussbreite für jede Richtung zu den tiefer liegenden Zellen über alle beteiligten Zellen gemittelt (Abb. 23). Die Annahme über die Abflussbreite in eine betrachtete Abflussrichtung wird durch Gleichung 7 formuliert. Diese Gleichung gilt für bis zu sieben beteiligte Zellen mit einer jeweiligen Abflussbedingung von einem 45° Winkel zur benachbarten Abflussrichtung. Die potentielle Abflussbreite des Oberflächenwassers einer betrachteten Zelle zu einer tiefer liegenden Nachbarzelle kann von der maximalen bis zu minimal einem Drittel ihrer Kantlänge reichen (Tab. 3), falls der Abfluss in alle acht Richtungen stattfindet. Dies ist erfüllt, wenn alle acht Nachbarzellen tiefer liegen als die betrachtete Zelle.

$$A_{breite} = \frac{2+N}{3} \cdot L \quad (7)$$

Legende: A_{breite} = Abflussbreite [m]; L = Kantlänge [m]; N = Anzahl aller beteiligten Zellen mit einer jeweiligen benachbarten Abflussrichtung im Winkel von 45° (bei 90° und mehr wirkt stets eine Anzahl von eins) [-]

Die letzte landschaftsbezogene Information ist der relative Zwischenabfluss. Die Vegetationsdynamik des Modells wird durch eine jährlich kalkulierte absolute Wasserverfügbarkeit bestimmt. Dies bezeichnet pflanzenverfügbares Bodenwasser, welches im Modell unter Mitbeteiligung des Zwischenabflusses erhalten wird. Der Zwischenabfluss beschreibt

<i>Anzahl beteiligter Zellen in jeweilige benachbarte Abflussrichtung</i>	<i>Abflussbreite je Zelle [m]</i>	<i>Tabelle 3: Zusammenhang zwischen Anzahl aller beteiligten Zellen mit einer jeweiligen benachbarten Abflussrichtung im Winkel von 45° oder 90° und mehr (*) berechnet aus Gleichung 7 bis max. sieben beteiligte Zellen. Bei acht beteiligten Zellen (**) stehen acht Abflussrichtungen zur Verfügung, wobei einer Richtung maximal $\frac{1}{3}$ der Kantenlänge zukommt.</i>
1	5,0 (*)	
2	3,33	
3	2,77	
4	2,5	
5	2,33	
6	2,22	
7	2,14	
8	1,67 (**)	

den Jahresabfluss des im Boden infiltrierten Wassers. Auf Grund des Zwischenabflusses besitzen die verschiedenen Habitate eine unterschiedliche Wasserverfügbarkeit.

Das im Boden befindliche Wasser strömt mittelfristig in Richtung Wadiebene. Die Stärke der Wasserströmung ist im Modell stark vereinfacht und orientiert sich an der Gitterlänge und -position in Hangrichtung. Der Zwischenabfluss ist auf dem Plateau und dort vor allem an den Außenkanten am geringsten. Die größte Strömung besitzt die Wadimitte. Im Relief der Modelllandschaft folgt der relative Zwischenabfluss einer logistischen Gleichung (Gl. 8), jeweils beginnend ab der Position 32 vom Gitterrand der Nord- und Südexposition aus betrachtet (Anhang Abb. 22 S. i). Die Position 32 auf dem Plateau wurde willkürlich gewählt. Zellen außerhalb des Wirkungsbereiches der logistischen Gleichung wird der Minimalwert 1,0 [ZAFa - Zwischenabflusszwischenpeicherwert] zugewiesen. Um aus den berechneten Werten der logistischen Gleichung einen relativen Zwischenabfluss zu kalkulieren wird für jede Zelle eine Skalierung mit der Gittergröße durchgeführt (Gl. 9).

$$ZAFa_{[x+1]} = ZAFa_{[x]} + 0,09 \cdot ZAFa_{[x]} \cdot \left(1 - \frac{ZAFa_{[x]}}{100}\right) \quad (8)$$

$$rZAF_{[x]} = \frac{ZAFa_{[x]}}{\sum ZAFa_{[x_N]}} \quad (9)$$

Legende: ZAFa = Zwischenabflusszwischenpeicherwert; rZAF = relativer Zwischenabfluss;
x = Zellposition

<i>Konstante</i>	<i>Werteinstellung</i>	<i>Tabelle 4: Physikalische Größen die im Modell verwendet werden mit ihrer Werteinstellung und Dimension.</i>
dynamische Viskosität	0,0010087 $\frac{m^2}{s}$	
Dichte des Wassers	998,2 $\frac{kg}{m^3}$	
Dichte von Quarz	2650,0 $\frac{kg}{m^3}$	

<i>Eigenschaften</i>	<i>Wert</i>
Aggregatklasse	2,5
Durchlässigkeit	2,5
Bodenfraktionen > 2,0 mm	10 %
Sand	30 %
Feinsand	30 %
Ton	30 %

Tabelle 5: Benötigte Bodeneigenschaften für die Erosionsberechnung mit Hilfe der USLE.

Darüber hinaus werden bei der Initialisierung die Bodeninformationen und einige physikalische Größen festgelegt (Tab. 5 und 4). Für die Berechnung der USLE werden die Eigenschaften des Bodens benötigt. Die verbleibenden 10 % mit Kornfraktionen größer 2,0 mm sollen die Heterogenität der Böden in mediterranen Klimagebieten widerspiegeln. Für die Erosionsberechnung durch die Gleichungen von Strickler und van Rijn (Dyck und Peschke, 1995; Hoyme, 2002) werden im Modell fünf mittlere Korndurchmesser definiert, welche für die fünf verschiedenen Bodentypen stehen. Diese mittleren Korndurchmesser sind in Tabelle 6 aufgelistet. Weiterhin wird der Bezug zwischen Korndurchmesser und Bodentyp hergestellt (Tab. 6). Die Dichte von Quarz soll vereinfacht für die Dichte des Sediments aller Bodentypen verwendet werden, welches durch Oberflächenabfluss bewegt werden kann. Diese Dichte wird für die Erosionsberechnung nach Strickler und van Rijn benötigt.

Ein empirisches Modell, welches Kennwerte der kritischen Bodenschubspannung (T_{krit}) bei verschiedenen Korndurchmessern liefert, beschreibt die Shields - Kurve (Dyck und Peschke, 1995; Hoyme, 2002). Dabei wird aus dem mittleren Korndurchmesser (d_{50}) ein dimensionsloser Korndurchmesser (D) kalkuliert (Gl. 10). Aus diesem wird ein kritischer Shields-Parameter ($krit_S$) bestimmt (siehe im Anhang Tab. 17 S. iii). Dieser Shields-Parameter beschreibt dann eine kritische Bodenschubspannung (T_{krit}) für jeden Bodentyp (Gl. 11). Für die Berechnung von Transportraten nach van Rijn ist diese Angabe essentiell, so dass die Parameter nach Shields in dieser Studie verwendet und in der Initialisierung ebenfalls kalkuliert werden.

$$D = \left[\frac{(ps - pw) \cdot g}{pw \cdot \nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} \cdot d_{50} \quad (10)$$

$$T_{krit} = (ps - pw) \cdot g \cdot d_{50} \cdot krit_S \quad (11)$$

Legende: D = dimensionsloser Teilchendurchmessers; ps = Sedimentdichte [$\frac{kg}{m^3}$]; pw = Dichte des Wassers [$\frac{kg}{m^3}$]; g = Erdbeschleunigung [$\frac{m}{s^2}$]; ν = dynamische Viskosität [$\frac{m^2}{s}$]; d_{50} = mittlerer Korndurchmesser [m]; T_{krit} = kritische Bodenschubspannung [$\frac{N}{m^2}$]; $krit_S$ = kritischer Shield-Parameter [-]

<i>Korndurchmesser in mm</i>	<i>Bodentypbezeichnung</i>
2,0	Grob- bis Mittelsand
0,2	Feinsand bis Grobschluff
0,02	Mittel- bis Feinschluff
0,002	Grob- bis Mittelton
0,0002	Feinton

Tabelle 6: Zuordnung des mittleren Korndurchmessers zu einer Bodentypbezeichnung nach Kleingruppen.

2.3.2 Jahresniederschlag

Für die Berechnung des virtuellen Niederschlagsgeschehens der fünf Klimagebiete werden die Parameter, welche in Tabelle 1 auf Seite 15 dokumentiert sind, benötigt. Die Menge der Jahresniederschläge die in der Natur zu beobachten ist, kann als eine Gammaverteilung (Γ - Verteilung) beschrieben werden. Dabei ist die Wahrscheinlichkeit höher Werte unterhalb des Jahresmittels zu beobachten, als umgekehrt. Die Jahresniederschlagsmenge wird im Modell mit dem Zufallsgenerator *KW_RNG* (Wilder, 2005) bestimmt.

Die in der Natur vorkommende Anzahl der Jahresniederschläge ist als eine Normalverteilung zu interpretieren. Im Modell wird mit einer Zufallszahl, die aus einer Normalverteilung vom *Mersenne Twister* - Zufallsgenerator gezogen wird (Matsumoto und Nishimura, 1998; JSPS u. a., 2007), die Anzahl an Niederschlagsereignissen bestimmt. Für die Berechnung der Jahresniederschlagsanzahl gehen der klimaspezifische Mittelwert der Niederschlagsereignisse und die dazugehörige Standardabweichung ein (Tab. 1 S. 15). Aus Klimadatensätzen des „*Israeli Meteorological Service*“ (Bet Dagan, Israel) wurden untere Grenzen für die minimale Anzahl an jährlichen Niederschlägen bestimmt. Diese Grenze variiert zwischen den Klimagebieten und ist der Tabelle 1 auf Seite 15 zu entnehmen.

Aus dem Parameter für die Γ - Verteilung der Niederschlagsmenge für jedes Niederschlagsereignis aus Tabelle 1 werden mit Hilfe des *KW_RNG* - Zufallsgenerators relative Niederschlagsmengen für jedes Niederschlagsereignis bestimmt. Die Absolutniederschlagsmenge der einzelnen Ereignisse wird mit der Menge des vorher bestimmten Jahresniederschlags skaliert. Diese Menge eines jeden Niederschlagsereignisses stellt im Modell eine wichtige Größe für die Abflussdynamik und Erosionsberechnung dar.

2.3.3 Bestimmungen der Jahresparameter für Boden und Wasser (Infiltrationsrate und k_{Str} -Wert)

Die Bodenrauigkeit im Modell wird durch den k_{Str} -Wert von Strickler ausgedrückt. Wenn der Oberboden vegetationsfrei ist, nimmt diese Rauigkeit im Modell den festen Wert 20 ein. Dieser Wert ist der Definition: „Erdkanäle aus Sand, Lehm oder Kies“ entnommen worden (Anhang Tab. 20 S. v). Der k_{Str} -Wert kann sich durch den Einfluss der Vegetation stark verändern. Dabei verringert sich im Modell die Bodenrauigkeit vereinfacht ausgedrückt linear mit steigender Vegetationsbedeckung. Der negative Zusammenhang zwischen

Vegetation und Bodenrauigkeit ist im Anhang in Tabelle 19 auf Seite v ersichtlich. Im Modell wird ein Vegetationsparameter bestimmt. Dieser kann einen Wert zwischen 0 und 1 annehmen und setzt sich zu $\frac{9}{10}$ aus der Bedeckung der einjährigen Kräuter und zu $\frac{1}{10}$ aus der Bedeckung der Sträucher des Vorjahres zusammen. Der unterschiedliche Einfluss der Vegetationsklassen auf die Bodenrauigkeit entstammt einer Interpretation aus Leonard und Andrieux (1998). Die Gleichungen 13 und 12 stellen die Kalkulation des k_{Str} -Wertes im Modell dar.

$$V = \frac{K}{100} \cdot 0,9 + \frac{S}{100} \cdot 0,1 \quad (12)$$

$$k_{Str} = 20 - 19 \cdot V \quad (13)$$

Legende: V = Vegetationsparameter [-]; K = Bedeckung einjähriger Kräuter [%];
 S = Strauchbedeckung [%]; k_{Str} = Strickler-Wert [$\frac{\sqrt[3]{m}}{s}$]

Die Infiltrationsrate des vegetationsfreien Bodens wird ausschließlich durch abiotische Bodeneigenschaften bestimmt und ist die vergleichsweise geringste. Die Literaturangaben über die Infiltrationsrate auf Böden in mediterranen Gebieten variieren von 3 - 15 $\frac{mm}{h}$ (Imeson, 1992; Leonard und Andrieux, 1998; Wassenaar u. a., 2005). Auf Grund dieser Variabilität wird im Modell für jede Zelle eine minimale Infiltrationsrate von 3 - 15 $\frac{mm}{h}$ über eine Gleichverteilung bestimmt. Die Infiltrationsrate steigt mit zunehmender Vegetationsbedeckung an, da eine höhere Durchwurzelung und gesteigerte biotische Aktivität das Eindringen von Oberflächenwasser begünstigen. Im Modell wird ein linearer Zusammenhang angenommen. Dabei übersteigt die Infiltrationsrate die in der Literatur aufgeführten Werte beträchtlich (Cerdea, 1998a) und kann anstatt von maximal 45 (Imeson, 1992) im Modell bis 63 $\frac{mm}{h}$ reichen. Dies soll indirekt eine Makroinfiltration einbeziehen und stellt eine vorsichtige Schätzung dar, denn Messdaten über eine Makroinfiltration sind kaum verfügbar (Andreu u. a., 1995; Breshears u. a., 2003). So wird im Modell die Annahme gemacht, dass die Makroinfiltration ebenfalls proportional mit der Vegetationsbedeckung ansteigt. Bei der Makroinfiltration spielen die mehrjährigen Sträucher eine größere Rolle (Bergkamp, 1998; Cerdeja u. a., 1998). Die tiefe Durchwurzelung und die Schaffung von Habitaten für kleine Nager, sowie die Anhäufung von organischer Substanz am Oberboden und der damit verbundenen Steigerung der Bodenaktivität der Destruenten, lassen diese Prozesse bei Vorhandensein von Sträuchern deutlicher in Erscheinung treten als bei einjährigen Kräutern. Im Modell werden Zellen mit weniger als 10 % Strauchbedeckung als vegetationsfreie Zellen betrachtet (Boer und Puigdefábregas, 2005). Durch die getroffenen Annahmen setzt sich die zellspezifische Infiltrationsrate im Modell aus der minimalen Infiltrationsrate (3 - 15 $\frac{mm}{h}$) des freien Bodens und einem Vegetations - Makroinfiltrationswert des Vorjahres (Gl. 14) zusammen (Gl. 15).

$$VMW = -5\frac{1}{3} + 53\frac{1}{3} \cdot \left(\frac{S}{100} \cdot 0,7 + \frac{K}{100} \cdot 0,3 \right) \quad (14)$$

$$I = mI + VMW \quad (15)$$

Legende: VMW = Vegetations - Makroinfiltrationswert [-]; K = Bedeckung einjähriger Kräuter [%]; S = Strauchbedeckung [%]; I = Infiltrationsrate [$\frac{mm}{h}$]; mI = minimale Infiltrationsrate [$\frac{mm}{h}$]

2.3.4 Niederschlagsereignis und Erstinfiltration

Der effektive Niederschlag, der beim jeweiligen Niederschlagsereignis auf die Zelloberfläche gelangt, ist das Produkt aus der relativen effektiven benetzbaren Oberfläche und der Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis. Ein Niederschlagsereignis dauert im Modell standardisiert eine Stunde an, da die Messdaten der Klimastationen keine zeitliche Auflösung für die einzelnen Niederschlagsereignisse besitzen. Um vergleichbare Bedingungen zu schaffen, werden einstündige Niederschlagsereignisse implementiert. Diese können auch als Beregnungsexperimente betrachtet werden. Während eines Niederschlagsereignisses infiltriert Oberflächenwasser mit der zellspezifischen Infiltrationsrate. Falls der Niederschlag die maximal aufnehmbare Wassermenge in dieser Zeitspanne übersteigt, kommt es zum Oberflächenabfluss.

2.3.5 Abflussbedingungen

Tritt Oberflächenabfluss auf, werden anhand des potentiell verbliebenen Oberflächenwassers die Abflussbedingungen für jede Zelle überprüft. Dabei wird geprüft, ob es sich um einen laminaren oder schnellenden Abfluss handelt. Mathematisch beschreibt man die Unruhe des abfließenden Wassers, welches gleichbedeutend mit einer Charakterisierung der Bodenablösekraft ist, vor allem durch die Froude - Zahl (Fr) als dimensionslose Verhältniszahl zwischen Trägheitskräften und Kräften der Schwere (Gl. 17) (de la Motte, 2000), sowie der Reynolds - Zahl (Re) als Maß für die Turbulenzbewegung der Flüssigkeit (Gl. 18) (Maidment, 1993). Die Abflussgeschwindigkeit der maximal zur Verfügung stehenden Wassermenge in Richtung des steilsten Winkels wird mit Hilfe der Manning - Strickler - Gleichung berechnet (Gl. 16). Sie ist für Abflussberechnungen die am häufigsten verwendete Gleichung und beruht auf empirischen Messdaten (Kreikemeier, 2002). Die mittlere Abflussgeschwindigkeit (v) einer Strömung wird durch eine Funktion der Bodenrauigkeit (k_{Str}) nach Strickler, des hydraulischen Radius (W) und der Hangneigung (G) beschrieben. Bei flächigem Abfluss kann der hydraulische Radius der Schichtdicke bzw. der anstehenden Wassersäule gleichgesetzt werden, was in der Studie auch getan wurde (Gl. 16).

Wenn Re Werte kleiner 1500 annimmt, liegt laminarer Abfluss vor. Das bedeutet, dass das Wasser breitflächig und langsam abfließt. Ist Re größer 1500 wird der Abfluss als

turbulent eingestuft, was schnellenden Abfluss zur Folge hat. Dieser schnellende Abfluss führt zu einer einseitigen Abflussausrichtung des Wassers, dabei kann das Wasser sehr schnell in Form von Rillen oder Kanälen abgeführt werden. Ein Übergang von laminar strömenden zu schnellenden Fließbedingungen wird ebenfalls durch die Froude - Zahl beschrieben. Nimmt Fr Werte größer 1,0 an, ist von schnellendem Abfluss zu sprechen. Trifft die Bedingung eines schnellenden Abflusses zu, so wird die Position in welche der Abfluss erfolgen würde und der Vorgang selbst zwischengespeichert. Dabei ist die beteiligte Oberfläche bei einem schnellenden Abfluss auf der betreffenden Zelle maximal, was im Falle des Modells 25 m^2 entspricht. Herrscht ein laminarer Abfluss vor, dann teilt sich die Menge des Oberflächenwassers der Zelle anteilig des relativen Oberflächenabflusses (siehe Abschn. 2.2.1 ab S. 8) zur jeweiligen Nachbarzelle auf. Dabei werden aus den Angaben der Abflussbreite, des relativen Oberflächenabflusses und der Zellfläche jeweils eine idealisierte rechteckige beteiligte Oberfläche und damit eine Teilflächenlänge (Abflusslänge) der Zelle berechnet, welche in die spezifische Abflussrichtung einwirken. Die beteiligte Oberfläche der betreffenden Zelle setzt sich aus dem Produkt des relativen Oberflächenabflusses und der Zellfläche zusammen. Die Abflusslänge wird aus der beteiligten Oberfläche der betreffenden Zelle und der jeweiligen Abflussbreite (Abschn. 2.3.1 S. 16) berechnet:

$$\text{Abflusslänge} = \frac{\text{beteiligte Oberfläche}}{\text{Abflussbreite}}.$$

$$v = k_{Str} \cdot W \cdot G \quad (16)$$

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot W}} \quad (17)$$

$$Re = \frac{v \cdot W}{\nu} \quad (18)$$

Legende: v = potentielle Abflussgeschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]; k_{Str} = Strickler-Wert [$\frac{\sqrt[3]{m}}{s}$]; G = Gefälle [$\frac{m}{m}$];
 W = Wassersäule [m]; Fr = Froude - Zahl [-]; g = Erdbeschleunigung [$\frac{m}{s^2}$];
 Re = Reynolds - Zahl [-]; ν = kinematische Viskosität [$\frac{m^2}{s}$]

Nachdem die Abflussbedingungen bestimmt worden sind, wird das Oberflächenwasser einem Speicher zugewiesen, welcher für die Wasserbewegung im Raum verantwortlich ist. Die Wassermenge, die sich in diesen Speicher befindet, wird von dem des Oberflächenwassers der Zelle abgezogen. Fließt alles Wasser in tiefer gelegene Zellen, dann ist die Menge des Oberflächenwassers für die aktuell betrachtete Zelle Null. Ausnahmen stellen Senken und Zellen, die nur Nachbarzellen auf gleicher Höhe haben, dar. Bei Senken infiltriert das Oberflächenwasser sofort, ohne eine zeitliche Berücksichtigung vorzunehmen. Bei Nachbarzellen gleicher Höhe setzt ein laminarer Abfluss ein, welcher standardisiert eine Stunde dauert. Während dieser Zeit kann das Oberflächenwasser bzw. ein Teil von diesem in die jeweilige Zelle infiltrieren. Nach den durchgeführten Vorbetrachtungen und ersten Wasserverlagerungen der Zelloberfläche setzen nun der eigentliche Abfluss und die eventuell auftretende Erosion auf dem Gitter ein.

2.3.6 Oberflächenabfluss und Erosion

Für den eigentlichen Abfluss im Gitter wird die Abflussgeschwindigkeit $[\frac{m}{s}]$ und die Zeit $[s]$, die das Wasser für die Überquerung der Zellstrecke bzw. Teilstrecke benötigt, bestimmt. Dabei wird ebenfalls Gebrauch von der Manning - Strickler - Gleichung gemacht (Gl. 16). Aus der Abflusslänge und der Abflussgeschwindigkeit wird die Zeit berechnet, die das Oberflächenwasser benötigt, um diese Strecke zu passieren.

Um ein Maß für die Arbeit zu finden, welches das fließende Wasser auf der Bodenoberfläche verrichtet, wird die Bodenschubspannung nach Strickler berechnet. Diese Bodenschubspannung bestimmt letztendlich, ob Sediment bewegt wird oder nicht. Strickler formuliert sein empirisches Modell mathematisch folgendermaßen:

$$T_{Bod} = \frac{pw \cdot g \cdot v^2}{k_{Str}^2 \cdot h^{\frac{1}{3}}} \quad (19)$$

Legende: T_{Bod} = Bodenschubspannung $[\frac{N}{m^2}]$; pw = Dichte des Wassers $[\frac{kg}{m^3}]$; g = Erdbeschleunigung $[\frac{m}{s^2}]$; v = Abflussgeschwindigkeit $[\frac{m}{s}]$; k_{Str} = Strickler-Wert $[\frac{\sqrt[3]{m}}{s}]$; h = Wassersäule $[m]$

Das Modell von Strickler berücksichtigt die in der Natur vorhandenen logarithmischen Geschwindigkeitsprofile und bezieht die effektive Bodenrauigkeit, ausgedrückt im k_{Str} - Wert, mit ein. Ist die berechnete Bodenschubspannung höher als die der kritischen Bodenschubspannung (T_{krit}) nach Shields (Abschn. 2.3.1 S. 18) ist die Bedingung für eine Sedimentfracht erfüllt.

Um eine Aussage über die Menge des sich bewegenden Bodenmaterials zu treffen, gibt es eine große Anzahl an empirischen und physikalischen Modellen. Es existiert jedoch keine exakte, allgemeingültige Gleichung zur Ermittlung der Transportrate. Bei der Wahl der Gleichung ist zu prüfen, welche Randbedingungen es bei der eigenen Problemstellung gibt. Die Ergebnisse bei Anwendung der verschiedenen Gleichungen können durchaus um zwei bis drei Zehnerpotenzen voneinander abweichen. In dieser Studie wird die Gleichung nach van Rijn verwendet (Marek, 2001; Hoyme, 2002). Für die Bestimmung dieser Gleichung und ihrer Parameter sind 130 Experimente mit verschiedenen Korndurchmessern und Abflussgeschwindigkeiten gemacht worden. Auf Grund der betrachteten Korngrößen in den Experimenten ist diese Formel auch für den Erosionsansatz der mediterranen Gebiete als geeignet zu erachten. Das Modell nach van Rijn unterscheidet Transport durch rollende und hüpfende Sedimentpartikel, sowie Partikeltransport in Suspension.

Aus den beiden Bodenschubspannungswerten (T_{Bod} und T_{krit}) wird eine dimensionslose Bodenschubspannung (T) berechnet: $T = \frac{T_{Bod} - T_{krit}}{T_{krit}}$. Diese wird für die Transportratenmodelle nach van Rijn benötigt. Nach empirischen Erkenntnissen ist die Grundgleichung für zwei Klassen einer dimensionslosen Bodenschubspannung (T) aufgestellt worden, welche sich wie folgt berechnen (Hoyme, 2002):

$$q = \begin{cases} 0,053 \cdot (s-1)^{\frac{1}{2}} \cdot g^{\frac{1}{2}} \cdot d_{50}^{1,5} \cdot D^{-0,3} \cdot T^{2,1} & \text{wenn } T < 3 \\ 0,1 \cdot (s-1)^{\frac{1}{2}} \cdot g^{\frac{1}{2}} \cdot d_{50}^{1,5} \cdot D^{-0,3} \cdot T^{1,5} & \text{wenn } T \geq 3 \end{cases} \quad (20)$$

Legende: q = Transportrate [$\frac{m^2}{s}$]; s = spezifische Dichte = $\frac{\rho_{Wasser}}{\rho_{Sediment}}$ [-]; g = Erdbeschleunigung [$\frac{m}{s^2}$]; d_{50} = mittlerer Korndurchmesser [m]; D = dimensionsloser Teilchendurchmessers; T = dimensionslose Bodenschubspannung

Für die Berechnung der Transportrate in Suspension wird die tiefengemittelte Geschwindigkeit (u_{krit}) benötigt (Hoyme, 2002):

$$u_{*krit} = krit_S^{0,5} \cdot [(s-1) \cdot g \cdot d_{50}]^{0,5} \quad (21)$$

$$u_{krit} = 5,75 \cdot u_{*krit} \cdot \log \frac{12 \cdot h}{k_{Str}} \quad (22)$$

$$q = 0,012 \cdot v \cdot h \cdot \left[\frac{v - u_{krit}}{[(s-1) \cdot g \cdot d_{50}]^{0,5}} \right]^{2,4} \cdot \frac{d_{50}}{h} \cdot \left(\frac{1}{D} \right)^{0,6} \quad (23)$$

Legende: q = Transportrate [$\frac{m^2}{s}$]; s = spezifische Dichte = $\frac{\rho_{Wasser}}{\rho_{Sediment}}$ [-]; g = Erdbeschleunigung [$\frac{m}{s^2}$]; d_{50} = mittlerer Korndurchmesser [m]; D = dimensionsloser Teilchendurchmessers; v = Abflussgeschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]; k_{Str} = Strickler-Wert [$\frac{\sqrt[3]{m}}{s}$]; h = Wassersäule [m]; u_{krit} = kritische tiefengemittelte Geschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]; u_{*krit} = kritische Schubspannungsgeschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]; $krit_S$ = kritischer Shields-Parameter [-]

Für eine detaillierte Beschreibung dieses Sedimenttransportes sei auf weiterführende Literatur aus dem Fachbereich der Hydrologie verwiesen (Maidment, 1993; de la Motte, 2000; Marek, 2001; Winter, 2001; Hoyme, 2002). Beide Transportraten aus Hüpfen und Rollen (Gl. 20) sowie der Suspension (Gl. 23) ergeben den Totaltransport an Sediment. Aus der Zeit, der Abflussstrecke und dem Totaltransport lässt sich ein Sedimentverlust in Kilogramm berechnen:

Sediment [kg] = Totaltransport [$\frac{kg}{m \cdot s}$] · Abflusszeit der Abflussstrecke [s] · Abflussstrecke [m].

Der Algorithmus des Oberflächenabflusses und des Sedimenttransportes beginnt stets bei der höchstgelegenen Zelle im Gitter, welche Oberflächenwasser zu verzeichnen hat und endet bei der niedrigsten Zelle. Erodierendes Material einer betrachteten Zelle wird in tiefer liegende Nachbarzellen deponiert und kann dann im Weiteren Abflussprozess wieder aufgenommen werden. Auf diese Art und Weise wird das Sediment von den höher gelegenen Zellen in die tieferen transportiert. Der Ab- bzw. Auftrag des Sediments stellt einen der wichtigsten Ausgabewerte für die Studie dar. Die Algorithmen des Oberflächenabflusses und des Sedimenttransportes werden solange ausgeführt, bis alles Oberflächenwasser in der Landschaft keine Dynamik mehr besitzt und komplett infiltriert ist.

2.3.7 Infiltration während des Abflusses

Beim Abfluss des Oberflächenwassers infiltriert stets ein Teil des abfließenden Wassers. Das fließende Wasser dringt in der Zeit, welches es für die jeweilige Abflussstrecke benötigt, mit der zellspezifischen Infiltrationsrate ein. Die für diesen Prozess relevanten Größen sind der Anteil der beteiligten Oberfläche der betrachteten Zelle, die vorhandene Wassersäule, welche vom Oberflächenwasser abhängig ist, sowie die für die Abflussstrecke benötigte Zeit und die Infiltrationsrate. Dabei wird die Menge des Oberflächenwassers um mindestens den Anteil reduziert, der entsprechend der Infiltrationsrate in der betrachteten Zeit versickern kann. Da sich der Abfluss nicht zwangsläufig auf der kompletten Zellfläche ereignet, wird die infiltrierte Wassermenge entsprechend der betroffenen Teilfläche einer Zelle skaliert und in den Speicher des infiltrierten Wassers der betrachteten Zelle gefüllt. Nicht infiltriertes Oberflächenwasser wird ebenso wie das Sediment in die im Abflussgeschehen nachfolgende Zelle verlagert (Abschnitt 2.3.6). Dieser Algorithmus wird ebenfalls solange ausgeführt, bis alles Oberflächenwasser der gesamten Landschaft infiltriert ist.

2.3.8 Bodensättigung für Tiefwurzler

Bei jedem Niederschlagsereignis wird überprüft, ob die infiltrierte Menge Oberflächenwasser ober- oder unterhalb der zellspezifischen Infiltrationsmenge pro Stunde liegt. Dies liefert einen Index, der für den Algorithmus des Strauchwachstums eine relative Verminderung der Wasserverfügbarkeit darstellt, da Sträucher ein tief reichendes Wurzelwerk ausbilden und somit einen Fitnessnachteil bei geringer Bodendurchfeuchtung haben (Breshears und Barnes, 1999). Dabei wird in einem Simulationsjahr für jedes Niederschlagsereignis in einem Speicher vermerkt, wie oft die infiltrierte Menge Oberflächenwasser die Ganze, die Halbe, ein Drittel und weniger als die zellspezifische Infiltrationsmenge pro Stunde erreicht hat. Dies ist in Tabelle 7 näher ersichtlich und zeigt den daraus resultierenden relativen Wasserverfügbarkeitsparameter für das Strauchwachstum auf. Auf diese Art und Weise wird ein detailliertes Niederschlagsgedächtnis im Modell implementiert, welches aus Sicht der Vegetation feuchtere und trockenere Jahre anhand der Niederschlagsereignisse identifiziert und die Tiefe der Bodendurchfeuchtung wiedergibt.

2.3.9 Wasserjahresbilanz

Nachdem alle Niederschlagsereignisse im Jahr durchlaufen sind, werden die Menge des infiltrierten Wassers, die Menge des Oberflächenabflusses und die Menge des transportierten Sediments zwischengespeichert. Das im Laufe des Jahres infiltrierte Wasser einer jeden Zelle stellt jedoch nicht das pflanzenverfügbare Bodenwasser dar. Ein Zwischenabfluss des infiltrierten Wassers von höher in tiefer gelegene Zellen wird auf Landschaftsebene recht einfach implementiert. Dabei werden den Plateaus generell 40 % des infiltrierten Wassers

Tabelle 7: Parameterwerte zur relativen Bodendurchfeuchtung für die Berechnung der jährlichen Wasserverfügbarkeit der Sträucher aus hinreichenden Bedingungen der Infiltrationsergebnisse im Jahr.

Häufigkeiten vom Verhältnis der infiltrierten Wassermenge(W) zur Infiltrationsrate(I)			relative Wasserverfügbarkeit
$W > I$	$W > \frac{I}{2}$	$W > \frac{I}{3}$	
≥ 3			1,0
2			0,95
1			0,9
< 1	≥ 3		0,8
< 1	< 1	≥ 2	0,7
< 1	< 1	< 2	0,6

abgezogen. An den Hängen nimmt diese Verlustrate linear mit der Hanglänge von 40 % am Oberhang zu 0 % an der Hangunterkante ab.

Dieser Wasserverlust, der die Menge des absoluten Zwischenabflusses der Landschaft darstellt, wird mit dem relativen Zwischenabfluss skaliert und über die Landschaft verteilt. Dieser Zwischenabfluss wird im Modell mit einem logistischen Verlauf beschrieben (Abschn. 2.3.1 S. 17). Dem Plateau kommt ein sehr geringer Zwischenabflussanteil zu, den Hängen mit zunehmender Hanglänge und damit verbunden geringeren Zellhöhen ein größerer Anteil. Der höchste Anteil des Zwischenabflusses allerdings kommt dem Wadi zu Gute, welches den tiefsten Punkt der Landschaft darstellt. Nachdem nun alle Wasserdynamiken von Oberflächenabfluss, Infiltration bis Zwischenabfluss berücksichtigt worden sind, wird für jede Zelle nach ihrer Exposition ein Evaporationsverlust abgezogen. Dieser Verlust reicht, wie in Abschnitt 2.3.1 durch Gleichung 3 beschrieben, von 20 % bis 0 %. Erst das verbleibende Wasser stellt das pflanzenverfügbare Bodenwasser dar.

Dabei kann sich diese absolute Menge des pflanzenverfügbaren Bodenwassers für die Sträucher, wenn die Niederschlagsereignisse wenig intensiv waren und es nur zu geringer Bodendurchfeuchtung kam, noch etwas verringern (Tab. 7 S. 26). Für die einjährigen Kräuter ist stets das gesamte pflanzenverfügbare Bodenwasser nutzbar.

2.3.10 Erosion durch die USLE (*universal soil loss equation*)

Ein Vergleich der Erosionsberechnung nach dem Ansatz der Transportrate nach van Rijn wird mit der USLE praktiziert. Für die Berechnung der Erosion mit der USLE werden mindestens die vier Faktoren Regenerosivität, Bodenerodibilität, Hanglänge und Neigung benötigt. Für detaillierte Informationen sei hierbei auf Wischmeier und Smith (1978), Essa (1996), Arhonditsis u. a. (2002) und Hinz (2004) verwiesen.

$$R_{co} = \sum [(11,89 + 8,73 \cdot \log N) \cdot N \cdot 0,001] \quad (24)$$

$$R = R_{co} \cdot l_{max} \quad (25)$$

Legende: R_{co} = Regenkoeffizient; N = mm des Niederschlagsereignisses;

R = Regenerositätsfaktor; l_{max} = maximale mm eines Niederschlagsereignisses pro Jahr

$$M = (T_{on} + F_{Sand}) \cdot (T_{on} + S_{and}) \quad (26)$$

$$K = 0,00000277 \cdot M^{1,14} \cdot (12 - OC \cdot 0,12) + 0,043 \cdot (A - 2) + 0,033 \cdot (4 - D) \quad (27)$$

Legende: M = Materialverteilung; T_{on} = Anteil Ton [%]; F_{Sand} = Anteil Feinsand [%]; S_{and} = Anteil Sand [%]; K = Bodenerodibilität; OC = organische Substanz im Boden [%]; A = Aggregatklasse; D = Durchlässigkeit

Der Regenerositätsfaktor (R) setzt sich aus dem Maximum des Jahresniederschlags (l_{max}) und einem Regenkoeffizient (R_{co}), demzufolge aus einem empirischen Modell, zusammen (Gl. 24 und 25 aus Wischmeier und Smith (1978)). Die Bodenerodibilität (K) beinhaltet den Anteil von tonigen bis sandigen Materials (Gl. 26 aus Wischmeier und Smith (1978)), die Aggregatklasse des Bodens, die Durchlässigkeit des Bodens und den Anteil organischer Substanz (Gl. 27 aus Wischmeier und Smith (1978) , modellspezifisch modifiziert).

$$B = \frac{\frac{\sin a}{0,0896}}{3 \cdot \sin a^{0,8} + 0,56} \quad (28)$$

$$L = \left(\frac{b}{22,13} \right)^{\frac{B}{1+B}} \quad (29)$$

$$S = \begin{cases} 10,8 \cdot \sin a + 0,03 & \text{wenn } a < 9^\circ \\ 16,8 \cdot \sin a - 0,5 & \text{wenn } a > 9^\circ \end{cases} \quad (30)$$

Legende: B = Längenkoeffizient; a = Hangneigung; L = Hanglängenfaktor; b = Zelllänge; S = Neigungsfaktor

$$E = R \cdot K \cdot L \cdot S \quad (31)$$

Legende: E = Erosion [$\frac{kg}{ha \cdot a}$]; R = Regenerositätsfaktor; K = Bodenerodibilität; L = Hanglängenfaktor; S = Neigungsfaktor

Der Hanglängenfaktor und der Neigungsfaktor berechnen sich nach Gleichung 28, 29 und 30 (Moore and Wilson (1992); in Arhonditsis u. a. (2002)). Die Erosion wird bei der USLE aus dem Produkt der einzelnen Faktoren kalkuliert (Gl. 31). Nachdem der jährliche Abfluss, das pflanzenverfügbare Bodenwasser und die Erosion nach van Rijn und der USLE berechnet wurden, setzt die im Jahrestakt kalkulierende Vegetationsentwicklung und Störung durch Beweidung und Feuer ein.

2.3.11 Vegetationswachstum

Das im Jahresrhythmus laufende Vegetationsmodell simuliert die Samenbankdynamik, das Wachstum einjähriger Pflanzen und Sträucher sowie die Ausbreitung von Sträuchern. Die in dieser Studie verwendeten Algorithmen für die Vegetationsentwicklung sind aus vorhergehenden Modellen übernommen worden. Weitere Details für das Vegetationswachstum sind den Beschreibungen von M. Köchy und D. Malkinson zu entnehmen (Köchy und Jeltsch, 2006; Köchy u. a., 2007a; Malkinson und Jeltsch, 2007).

$$p(M) = \begin{cases} 0,05 + 0,3 \cdot S & \text{wenn Bodenwasser} > 200 \\ 0,05 \cdot \frac{\frac{1}{3} \sum_{t=-2}^0 BW}{200} + 0,3 \cdot S & \text{sonst} \end{cases} \quad (32)$$

Legende: $p(M)$ = Mortalitätswahrscheinlichkeit der Sträucher; S = Strauchbedeckung;
 BW = pflanzenverfügbares Bodenwasser

Die zeitliche Entwicklung der Sträucher wird vom Bodenwasser und der vorhandenen Strauchdichte der jeweiligen Zelle bestimmt (Gl. 32). Dabei wird durch die vorhandene Strauchbedeckung (S) und das pflanzenverfügbare Wasser (BW) auf eine Mortalitätswahrscheinlichkeit ($p(M)$) geschlossen. Mit Hilfe dieser Wahrscheinlichkeit wird aus einer Matrix die Vegetationsbedeckung jährlich erhöht bzw. erniedrigt (Köchy u. a., 2007b). Eine Strauchkolonisation zu Nachbarzellen, die bislang ohne Strauchbedeckung waren, ist vom Bodenwasser und dem Status der vorhergehenden Jahre der kolonisierenden Zelle abhängig (Köchy u. a., 2007b). Die Algorithmen zur Strauchentwicklung wurden von der in Israel dominierenden Strauchart *Sarcopoterium spinosum* gewonnen. *S. spinosum* soll im Modell beispielhaft andere Straucharten in mediterranen Gebieten vertreten.

Die Samenbank der einjährigen Kräuter wird jährlich um 20 % reduziert, dies soll Granivorie und Samenmortalität einbeziehen. Die jährliche Biomasseentwicklung und Bedeckung der einjährigen Kräuter hängt vom verfügbaren Bodenwasser, der Samenbankdichte und der Strauchbedeckung ab. Sträucher stellen ab einer jährlichen Wasserverfügbarkeit von 350 mm starke Konkurrenten dar. Unter 350 mm Jahresniederschlag üben Sträucher hingegen eine positive Beeinflussung (*facilitation*) auf die einjährigen Kräuter aus (Holzapfel u. a., 2006). Abgeleitet von der Biomasseproduktion der einjährigen Kräuter wird am Jahresende eine Samenproduktion kalkuliert. Eine Samenausbreitung der Kräuter erfolgt auf sehr kurzer Distanz (5 cm); auf Grund der im Modell verwendeten Zellgröße verbleibt daher ein Großteil der produzierten Samen in der betrachteten Zelle (Holzapfel u. a., 2006). Mit einer Wahrscheinlichkeit von 0,5 können ein Millionstel der produzierten Samen jeweils eine andere Zelle erreichen. Die Algorithmen der Kolonisation von Sträuchern sowie die Samenausbreitung werden am Ende des Simulationsjahres nach allen eventuell eintreffenden Störungen ausgeführt.

2.3.12 Störungen durch Beweidung

Nach dem Wachstum der Vegetation wird die kontinuierliche Störung durch Beweidung ausgeführt. In dieser Studie wird die Beweidung nach dem Prinzip von Jeltsch u. a. (1997) angewendet. Aus dem in der Initialisierung (Abschn. 2.3.1 S. 14) berechneten Futterbedarf der simulierten Großvieheinheiten wird eine mittlere Fressrate berechnet:

$$\text{Fressrate} = \frac{\text{Futterbedarf}}{\text{Biomasse der einjährigen Kraeuter}}$$

Die simulierten Tiere konsumieren bei zufälliger Bewegung in den ihren zugeteilten Habitaten und dort in der zur Beweidung freigegebenen Koppel die Biomasse. Der Biomasseentzug erfolgt auf Kosten der einjährigen Kräuter und Sträucher. Dabei wird die im Modell bekannte Strauchbedeckung durch eine allometrische Beziehung in $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$ berechnet (Sternberg und Shoshany, 2001a,b): $\text{Strauchmasse} = 0,166 \cdot \text{Strauchbedeckung}$.

Jede Zelle erfährt einen Beweidungsdruck zwischen der halben und doppelten Fressrate in Form einer Gleichverteilung. Der Beweidungsalgorithmus findet solange statt, bis der Fressbedarf der Großvieheinheiten gedeckt oder die doppelte Anzahl vegetationsfreier Zellen der zu beweidenden Zellen erreicht ist.

2.3.13 Störungen durch Feuer

Störungen durch Feuer stellen eine räumlich und zeitlich differierende Störung dar. Für die Berechnung der Größe und Häufigkeit der auftretenden Feuer werden im Modell ein Vegetationsparameter (β) und ein Klimaparameter (α) kalkuliert. Der Vegetationsparameter stellt einen Mittelwert der benötigten Informationen aller Zellen der Landschaft dar. Zur Berechnung des Vegetationsparameters fließt die Strauchbedeckung mit 75 % und die Bedeckung mit einjährigen Kräuter zu 25 % mit ein. Die Änderung des Vegetationsparameters in Abhängigkeit der Vegetationsbedeckung wird nach einem Potenzgesetz beschrieben (Gl. 35). Der Klimaparameter, dem eine quadratische Gleichung zu Grunde liegt (Gl. 34), berechnet sich aus einem gewichteten Mittelwert des Jahresniederschlages der letzten fünf Jahre. Dabei ist das aktuelle Jahr mit 60 %iger Gewichtung besonders ausschlaggebend bei der Mittelwertkalkulation (Gl. 33). Ausgehend von festen Parametereinstellungen nach Malamud u. a. (2005) ist durch die Gleichungen 33 bis 35 eine Variabilität implementiert worden. Dadurch wird die Wahrscheinlichkeit eines Feuerereignisses und der Feuergröße vom Klima und der Vegetation interaktiv beeinflusst.

Aus dem Vegetationsparameter und dem Klimaparameter wird eine mittlere jährliche Feuerwiederkehrzeit (F_f) berechnet (Gl. 36). Mit dieser Feuerwiederkehrzeit (F_f) wird dann eine Zufallszahl über eine Gleichverteilung mit einer Streuung von 75 % gezogen, welche die Anzahl der Feuerereignisse des betrachteten Jahres darstellt. Liegt die Zufallszahl bei weniger als einem Feuerereignis pro Jahr, wird eine zweite Zufallszahl zur Entscheidungsfindung zwischen Null und Eins durch eine Gleichverteilung gezogen. Liegt dieser Wert unterhalb der ersten Zufallszahl, dann findet ein Feuerereignis in dem betrachteten Jahr statt. Ergibt sich bei der Zufallszahl aus der Feuerwiederkehrzeit eine Anzahl

$$K = N_{[t]} \cdot 0,6 + N_{[t-1]} \cdot 0,2 + N_{[t-2]} \cdot 0,1 + N_{[t-3]} \cdot 0,05 + N_{[t-4]} \cdot 0,05 \quad (33)$$

$$\alpha = 0,0002906 + 139,05 \cdot 10^{-9} \cdot K - 3,81 \cdot 10^{-11} \cdot (K - 550)^2 \quad (34)$$

$$\begin{aligned} \beta = & 1,2902914 - 45,41 \cdot 10^{-5} \cdot B + 2,8 \cdot 10^{-6} \cdot (B - 130)^2 \\ & - 28,312 \cdot 10^{-9} \cdot (B - 130)^3 \end{aligned} \quad (35)$$

$$F_f = 0,001032 \cdot \frac{-\beta - 1}{\alpha} \cdot L^{(-\beta-1)} \quad (36)$$

Legende: K = gewichteter Jahresmittelwert; N = Jahresniederschlag [mm]; t = Jahr;
 α = Klimaparameter; β = Vegetationsparameter; B = anteilige Vegetationsbedeckung [%];
 F_f = mittlere jährliche Feuerwiederkehrzeit; L = Landschaftsfläche (in der Studie 2,25 ha)

an Feuerereignissen größer eins, dann ist die Anzahl der Feuer im Jahr mindestens gleich der Ganzzahl dieser Zufallszahl. Mit der Differenz der Zufallszahl und der zugehörigen Ganzzahl wird so verfahren wie mit der Zufallszahl kleiner eins, um eine Entscheidung zu treffen, ob ein weiteres Feuerereignis im Jahr stattfindet.

Nachdem die Anzahl der Einzelfeuer im Jahr bestimmt ist, wird mit der Berechnung der Größe der Einzelfeuer fortgefahren. Die minimale Feuergröße entspricht im Modell 0,001 ha, da kleinere Feuer empirisch sehr schwer zu untersuchen und kaum dokumentiert sind (Malamud u. a., 2005). Die maximale Feuerfläche im Modell entspricht der Gesamtfläche der Landschaft (2,25 ha). In diesen Größengrenzen wird eine Zufallszahl über eine Gleichverteilung gezogen und somit die tatsächliche Feuergröße kalkuliert (Gl. 37).

$$F_g = \left(\frac{Zz_z}{\alpha} \right)^{\beta-1} \quad (37)$$

Legende: F_g = Feuergröße [ha]; Zz_z = Zufallszahl zwischen 0,001 und 2,25 [ha];
 α = Klimaparameter; β = Vegetationsparameter

Nach der Bestimmung der Größe und Häufigkeit der jährlichen Feuerereignisse, wird zufällig eine Position in der Landschaft gewählt, auf der das Feuer zum Ausbruch kommt. Dabei kann ein Feuer nur dort ausbrechen, wo es in den letzten drei Jahren nicht gebrannt hat, da dort die Biomasse und die organische Substanz diese Möglichkeit positiv beeinflussen (Casagrandi und Rinaldi, 1999). Ausgenommen bei dieser Betrachtung sind Großfeuer ab einer Größe über $\frac{1}{9}$ der Gesamtfläche, welche auf Grund ihrer Stärke auch über karger Land fegen können. Die Form der Feuerfläche variiert zwischen quadratischen und rechteckigen Mustern. Diese Formvariabilität wird zufällig bestimmt. Die Kantenlängen der Rechteckfläche können dabei eine Breite von 25 m nicht unterschreiten. Auf der Fläche, wo ein Feuerereignis stattfindet, wird die Vegetation vernichtet. Dabei erfahren einjährige Kräuter eine komplette Mortalität und Sträucher eine Reduzierung um 99,5 %. Der Verbleib einer Restbiomasse der Sträucher erklärt sich, da einige Sträucher befähigt sind, nach dem Brand wieder auszutreiben (Lloret u. a., 2005; Verdú u. a., 2007).

2.4 Simulationen

Die räumlichen und zeitlichen Aspekte der Vegetations- und Erosionsdynamik werden für jede Parametereinstellung über 30 Jahre simuliert. Bevor diese Datenaufzeichnung stattfindet, wird für jeden Simulationslauf eine 45-jährige Einstellzeit gefahren. Diese 45 Jahre Simulationszeit haben aufgezeigt, dass sich die Vegetation auf ein stabiles klimaspezifisches Gleichgewicht eingestellt hat. Weitere 15 Simulationsjahre werden unter Zulassung von Störungen durchgeführt, allerdings nicht aufgezeichnet. Hierbei wurde ebenfalls festgestellt, dass sich die Vegetation in dieser Zeit auf ein störungsregime-spezifisches Gleichgewicht eingestellt hat.

Ist die Simulation erfolgt, werden drei Ausgabedateien wiedergegeben. Eine Datei speichert über 30 Jahre mehrere zellspezifische Variablen in Form von Mittelwerten (siehe im Anhang Tab. 18 S. iv). Der Mittelwert über die Simulationsjahre wurde verwendet, da für die Erosion eine zellspezifische Information benötigt wird, um räumliche Aspekte näher untersuchen zu können. Um zudem einen Eindruck über die jährliche Variabilität der Ausgabewerte zu bekommen, gibt es eine weitere Ausgabedatei. In dieser beprobt ein „virtueller Ökologe“ 196 Zellen eines jeden Habitattyps im Jahr (siehe im Anhang Tab. 18 S. iv). Virtuelle Ökologen werden in Simulationsstudien oft verwendet, wenn in einem Raum Teilflächen zufällig und unabhängig beprobt werden müssen. Die Datenmenge ist dabei je nach Stichprobenumfang um ein Vielfaches geringer als die des gesamten Raumes. Dabei sind die durch einen virtuellen Ökologen gewonnenen Werte von der zellspezifischen Position gelöst und stellen eine gemittelte jährliche Information dar; bei dieser Studie für jedes Habitat. Die dritte Ausgabedatei enthält jährliche Angaben über das Klimageschehen (siehe im Anhang Tab. 18 S. iv).

2.4.1 Standardparameter

Die im Modell verwendeten Parameter beziehen sich vor allem auf den Boden, die Wasserdynamik und die Landschaft. Diese drei Klassen stehen mit ihren Parameterwerten für spezifische Eigenschaften. Im Anhang in Tabelle 6 auf Seite vi werden die Klassen des Modells vorgestellt. Des Weiteren werden die Parameter- und Variablennamen dokumentiert. Einige Parameter wurden bei der Simulation verändert, dabei werden zum einen Parameter unterschieden, welche im Laufe der Szenarien variiert werden und zum anderen diejenigen, welche in der Sensitivitätsanalyse untersucht werden. Die Parametereinstellungen der Vegetationsklassen ist in Köchy u. a. (2007b) beschrieben.

2.4.2 Szenarien

In der Studie werden mehrere Szenarien untersucht. So werden fünf verschiedene Klimagebiete betrachtet (Abschn. 2.2.2). Bei jedem Klimagebiet werden der Einfluss von unterschiedlichen Viehbesatzdichten auf die Vegetation und die Erosion simuliert (Abschn. 2.3.1). Die Viehbesatzdichten werden kontinuierlich in jedem Klimagebiet bis zu

einer spezifischen Viehbesatzdichte erhöht (Tab. 8). Des Weiteren werden für jede Viehbesatzdichte vier verschiedene Beweidungsmanagements durchgeführt (Abschn. 2.3.1). Zusätzlich wird die Erosionsdynamik bei vier verschiedenen Hangneigungen (10, 20, 30 und 35°) simuliert.

<i>Klimabegiet</i>	<i>max. Beweidungsintensität $[\frac{GVE}{km^2 \cdot a}]$</i>
arid	40
halbarid	40
trockenmediterran	40
mediterran	80
feuchtmediterran	80

Tabelle 8: Beweidungshöchstgrenzen in den fünf Klimagebieten.

2.4.3 Sensitivitätsanalyse

Jede Kombination der Faktoren Klima, Viehbesatzdichte, Beweidungsmanagement und Hangneigung wird in drei unabhängig erzeugten Landschaften wiederholt. Durch eine Varianzanalyse (Anova) wird getestet, ob die Gesamtvariation der Ergebnisse durch die beschriebenen Faktoren erklärt werden kann. Dabei wird geprüft, ob die Wiederholung einen signifikanten Einfluss auf die Reproduzierbarkeit der Daten hat. Bei der eigentlichen Sensitivitätsanalyse wird die Beweidung ausgeschlossen, da die Datengrundlage für diesen Faktor auf Grund der kontinuierlichen Steigerung der Viehbesatzdichten in den verschiedenen Szenarien bereits ausreichend ist. Damit ist es möglich, einen Effekt des Faktors Beweidung festzustellen.

Aus Zeitgründen wird die Sensitivitätsanalyse nur mit den wichtigsten Parametern durchgeführt. Dabei soll mit Hilfe des 2^k *Fractional Factorial Designs* (2^k FFD) der Einfluss der Parameter überprüft werden (Law und Kelton, 1999). Diese Analyse stellt eine globale Sensitivitätsanalyse dar, welche neben dem Einfluss der einzelnen Parameter auch den Einfluss der Interaktion zwischen den Parametern beurteilen kann. Ein großer Vorteil des 2^k FFD ist, dass mit einer minimalen Kombination an Parametern die Sensitivität der Ausgabewerte aufgeklärt werden kann. Die verwendeten Parameter werden im Abschnitt 3.1 in Tabelle 9 auf Seite 35 abgebildet.

2.5 Statistik

Für die Auswertung der Vegetations- und Erosionsdynamik werden vor allem Szenarien- und Faktorenvergleiche durchgeführt. Es werden zum einen Jahresdaten ausgewertet, welche die zeitliche Dynamik beinhalten. Zum anderen werden 30-jährige Mittelwerte analysiert, welche einen räumlichen Bezug herausstellen sollen.

Der Einfluss der Parameter, welcher in der Sensitivitätsanalyse untersucht wird, wird durch Konfidenzintervalle ($P(0,9)$) angegeben. Eine Untersuchung im Zeitverlauf soll Auf-

schlüsse über Variabilität und Korrelation der Erosion und der Vegetation unter den verschiedenen Klimaten liefern. Hierfür erfolgt eine visuelle Auswertung mit Hilfe skaliertes Ausgabewerte nach der Form: $y = \frac{x-\mu}{\sigma}$. Bei den Ausgabewerten handelt es sich um jährliche Werte für jedes Habitat, welche mit Hilfe des virtuellen Ökologen gesammelt werden.

Die geeignete statistische Herangehensweise für die Fragestellungen dieser Studie sind spezifische Varianzanalysen (Anova) und Kovarianzanalysen (Ancova). Somit wird statistisch Bestätigung für Ähnlichkeit oder Unähnlichkeit erlangt. In einer Anova können die Faktoren Landschaft, Klima, Habitat, Teilhabitat, Viehbesatzdichte, Beweidungsmanagement, Bodentyp mit einander Kombiniert werden. Für die statistische Untersuchung der Vegetationsbedeckung wird die Variable Jahresniederschlag zu den bereits erwähnten Faktoren mit hinzugenommen, diese Kovarianzanalyse (Ancova) wird im Abschnitt 3.3 durchgeführt. Als Signifikanzniveau dient bei allen durchgeführten Tests, außer der Sensitivitätsanalyse, ein $\alpha = 0,05$. Für die statistische und graphische Auswertung wurde das Programm R 2.4.1¹ verwendet.

3 Ergebnisse

Bei der Untersuchung der Vegetationsentwicklung wird die Gesamtvegetationsbedeckung der beiden Vegetationsklassen Sträucher und einjährige Kräuter gemessen in bedeckter Oberfläche in Prozent pro Gitterzelle sowie ihr relatives Verhältnis betrachtet. Die Erosionsentwicklung wird als Nettosedimentverlagerung in $\frac{kg}{ha \cdot a}$ bzw. $\frac{t}{ha \cdot a}$ beschrieben. Die Sedimentverlagerungen beinhalten Erosions- (negative Werte) und Depositionsprozesse (positive Werte). Dabei wird die Erosion in der Studie anhand eines Standardbodens präsentiert, soweit im Kontext nicht anders erläutert. Der Standardboden hat einen mittleren Korndurchmesser von 0,02 mm. Somit liegt dem Modell die Bodenart Fein- bis Mittelschluff zugrunde. Für die Anwendung der USLE wurde ein Boden mit den in Tabelle 5 auf Seite 18 dargestellten Eigenschaften gewählt, wie er weit verbreitet in mediterranen Gebieten vorkommt (Cerde, 1998b; Leonard und Andrieux, 1998). In diesem Kapitel wird das Beweidungsmanagement durch Koppelhaltung als Beweidungsfrequenz ($\frac{1}{a}$; $\frac{1}{2 \cdot a}$; $\frac{1}{3 \cdot a}$; $\frac{1}{4 \cdot a}$) deklariert, um gezielter auf den zeitlichen Aspekt der Störung eingehen zu können.

¹R version 2.4.1 (2006-12-18), Copyright (C) 2006, The R Foundation for Statistical Computing, ISBN 3-900051-07-0.

R ist ein OpenSource-Produkt und erhältlich unter: <http://www.r-project.org/>

3.1 Sensitivitätsanalyse

Folgende fünf Parameter wurden für die Sensitivitätsanalyse herangezogen:

- Feuer
- mittlere Anzahl Jahresniederschläge
- Standardabweichung der Anzahl Jahresniederschläge
- Infiltrationsrate
- Bodenrauigkeit

Die Parameter sollen im Modell Aufschlüsse über die Sensitivität der Vegetationsbedeckung und der Erosion liefern. Da diese fünf Parameter während der verschiedenen Untersuchungsszenarien nicht variiert worden sind, wird an dieser Stelle die Sensitivität der Ausgabewerte durch die Wahl eines jeweils hohen und niedrigen Wertes der Parameter überprüft. Für diesen Zweck werden die einzelnen Parameter mit ihrer spezifischen Werteinstellung miteinander kombiniert. Diese Parameterkombinationen sind in Tabelle 9 dargestellt. Die im Modell angewendete Methode der Sensitivitätsanalyse wird als 2^k *Fractional Factorial Design* (2^k FFD) bezeichnet (Law und Kelton, 1999). Da es sich um eine fraktionierte Analyse handelt, werden nicht 5^2 , sondern nur 3^2 Simulationsläufe benötigt.

Die Information über die Sensitivität der einzelnen Ausgabewerte wird damit in einem noch ausreichenden Maße erhalten. Das 2^k FFD ermöglicht es zudem Interaktionen zwischen zwei oder mehreren Parametern zu untersuchen. In dieser Studie ist durch das gewählte Analysedesign nur die Ausgabe von Trends möglich. Hierbei soll lediglich ein Eindruck gewonnen werden, wie die Parameter in ihren Interaktionen miteinander die Ergebnisse beeinflussen können. Abbildung 7 dokumentiert diese am Beispiel der Erosion am Nordhang.

Jede Parameterkombination wird für die Klimaregionen arid, trockenmediterran und feuchtmediterran bei jeweils keinem Viehbesatz dreimal wiederholt. Es werden die Mittelwerte über 30 Jahre und über alle Zellen in einem Habitat für die Vegetationsbedeckung, der mittleren Standardabweichung der Vegetationsbedeckung, der Erosion und der mittleren Standardabweichung der Erosion verwendet.

Die mittlere Vegetationsbedeckung der Landschaft (Abb. 3) und die mittlere Erosion am Nordhang (Abb. 4) im jeweiligen Klimagebiet werden unter dem Einfluss der fünf Parameter im Folgenden näher untersucht. Die jeweiligen Ausgabewerte bei den verschiedenen Parameterkombinationen fallen unterschiedlich aus. Überdies ändern bestimmte Parameterkombinationen die Variabilitätsbreite der Ergebnisse (Abb. 3 und 4), was durch die drei Wiederholungsläufe jeder Parameterkombination zu erkennen ist. Der Einfluss der fünf Parameter wird durch die Angabe von Konfidenzintervallen ($P(0,9)$) charakterisiert (siehe

Tabelle 9: Parameterkombination der für die Sensitivitätsanalyse verwendeten Werteinstellungen der fünf Parameter.

Parameterkombination	Parameter				
	Infiltrationsrate	Feuer	mittlere Anzahl Jahresniederschläge	Bodenrauigkeit	Standardabweichung der Anzahl Jahresniederschläge
1	–	1	–	–	–
2	+	1	–	+	+
3	–	0	–	+	–
4	+	0	–	–	+
5	–	1	+	–	+
6	+	1	+	+	–
7	–	0	+	+	+
8	+	0	+	–	–

Legende: – = Erniedrigung; + = Erhöhung; 0 = aus; 1 = an

Abb. 5 - 8). Das Signifikanzniveau wird durch keine Überlappung der Konfidenzintervalle mit der Nulllinie erreicht. Je weiter das Konfidenzintervall von der Nulllinie entfernt ist, desto höher ist der Einfluss des betreffenden Parameters.

Der Vergleich der für die Habitate in den Klimagebieten arid, trockenmediterrän und feuchtmediterrän variierten Parameter, die in irgendeiner Weise für die Ausprägung der Vegetationsbedeckung ursächlich sind, zeigt auf, dass dem Parameter 1 (Parameterdefinition siehe Legende der Abb. 5 - 8), der für die Infiltrationsrate steht, eine hohe Bedeutung zu kommt (Abb. 5). Parameter 1 beeinflusst alle Habitate des feuchtmediterränen Klimas besonders stark. Ein Herabsetzen der Infiltrationsrate wirkt auf die Vegetationsbedeckung der Habitate Plateau, Süd- und Nordhang negativ. Dem gegenüber wird die Vegetationsbedeckung des Habitats Wadi durch eine verminderte Infiltrationsrate positiv beeinflusst. Im ariden Klima hat die Infiltrationsrate qualitativ denselben Einfluss auf die Vegetationsbedeckung; dieser Zusammenhang tritt jedoch nicht in jedem Habitattyp klar hervor. Das trockenmediterräne Klima besitzt ebenfalls den Trend, dass die Infiltrationsrate einen hauptsächlichen Einfluss auf die Vegetationsbedeckung ausübt. Dies wird jedoch statistisch nicht bestätigt. Parameter 3, der für die mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse steht, stellt den zweitwichtigsten Parameter für die Vegetationsbedeckung dar (Abb. 5). Im feuchtmediterränen Klima fällt bei geringeren Jahresniederschlagsereignissen die Vegetationsbedeckung in den Habitaten Plateau, Süd- und Nordhang geringer aus. Hingegen sind im Wadi höhere Vegetationsbedeckungen zu verbuchen. Die Einflüsse der Einzelniederschlagsereignisse sind zwar nicht für jeden Habitattyp und jedes Klimagebiet signifikant (Abb. 5), weisen aber einen analogen Zusammenhang der vorhergehenden

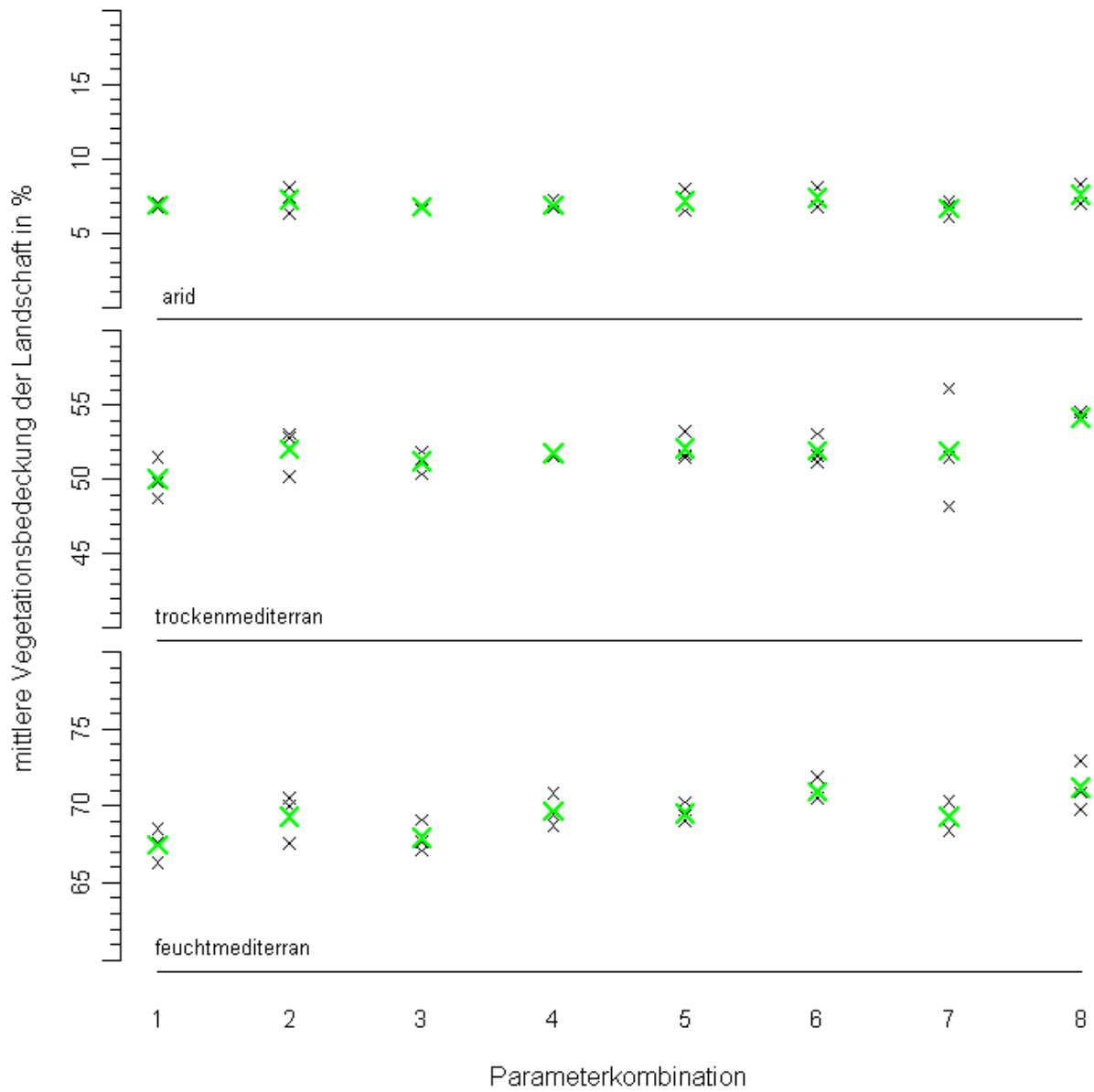


Abbildung 3: Vegetationsentwicklung bei veränderten Parametern für arides, trockenmediterranes und feuchtmediterranes Klima. Die Parameterkombinationen sind in Tabelle 9 definiert. Die Daten spiegeln jeweils Mittelwerte über 30 Jahre und über alle Zellen der Landschaft wider. Die Mittelwerte der drei Wiederholungsläufe sind farbig markiert.

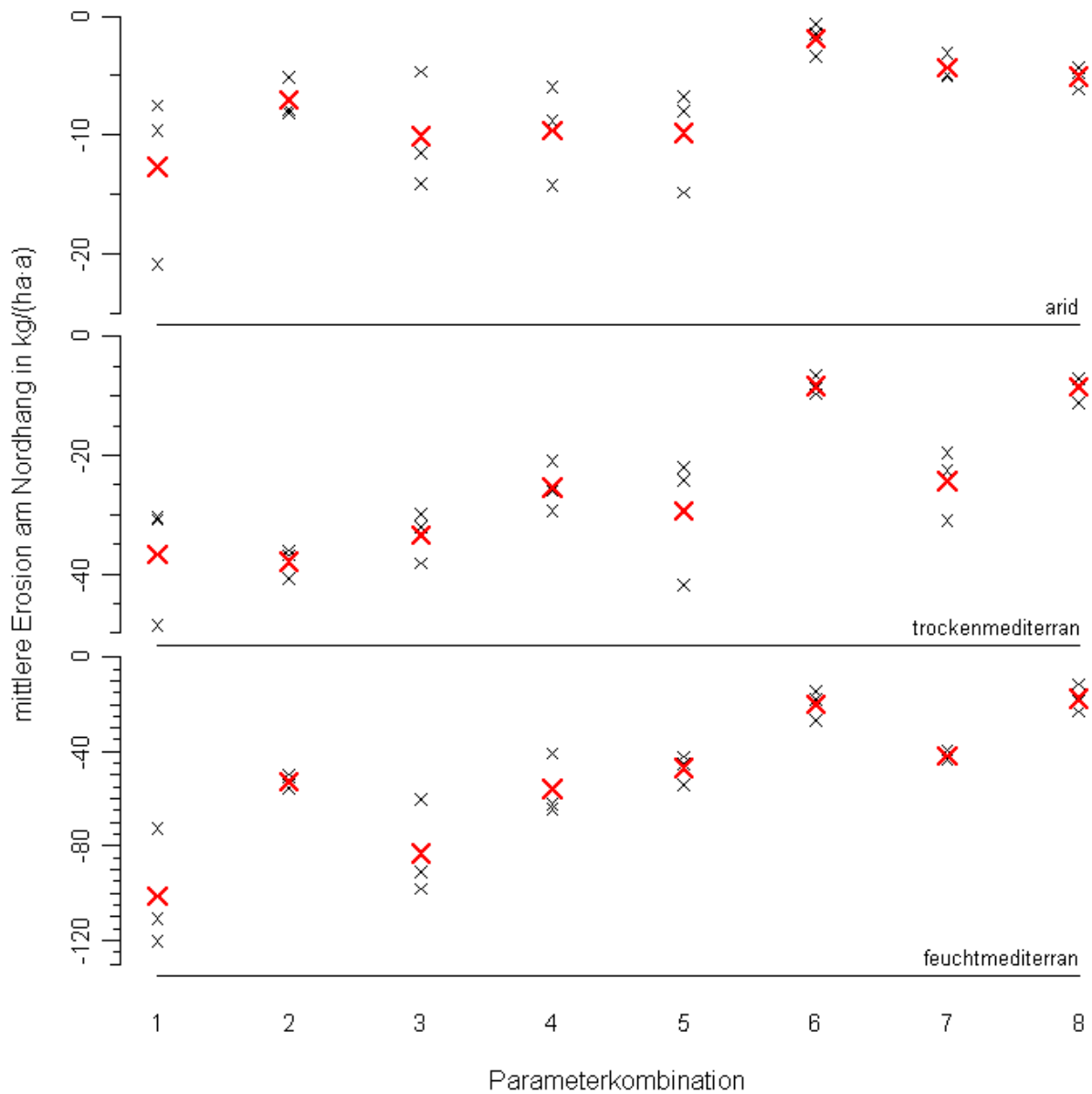


Abbildung 4: Erosionsentwicklung bei veränderten Parameterkombinationen im ariden, trockenmediterranen und feuchtmediterranen Klima. Die Parameterkombinationen sind in Tabelle 9 definiert. Die Daten spiegeln jeweils Mittelwerte über 30 Jahre und über alle Zellen im Habitat Nordhang wider. Die Mittelwerte der drei Wiederholungsläufe sind farbig markiert.

Beobachtung des feuchtmediterranen Klimas auf. Die Einflüsse von Feuer (Parameter 2), Bodenrauigkeit (Parameter 4) und der Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen (Parameter 5) wirken sich nicht signifikant auf die Vegetationsbedeckung der Habitate im jeweiligen Klimagebiet aus.

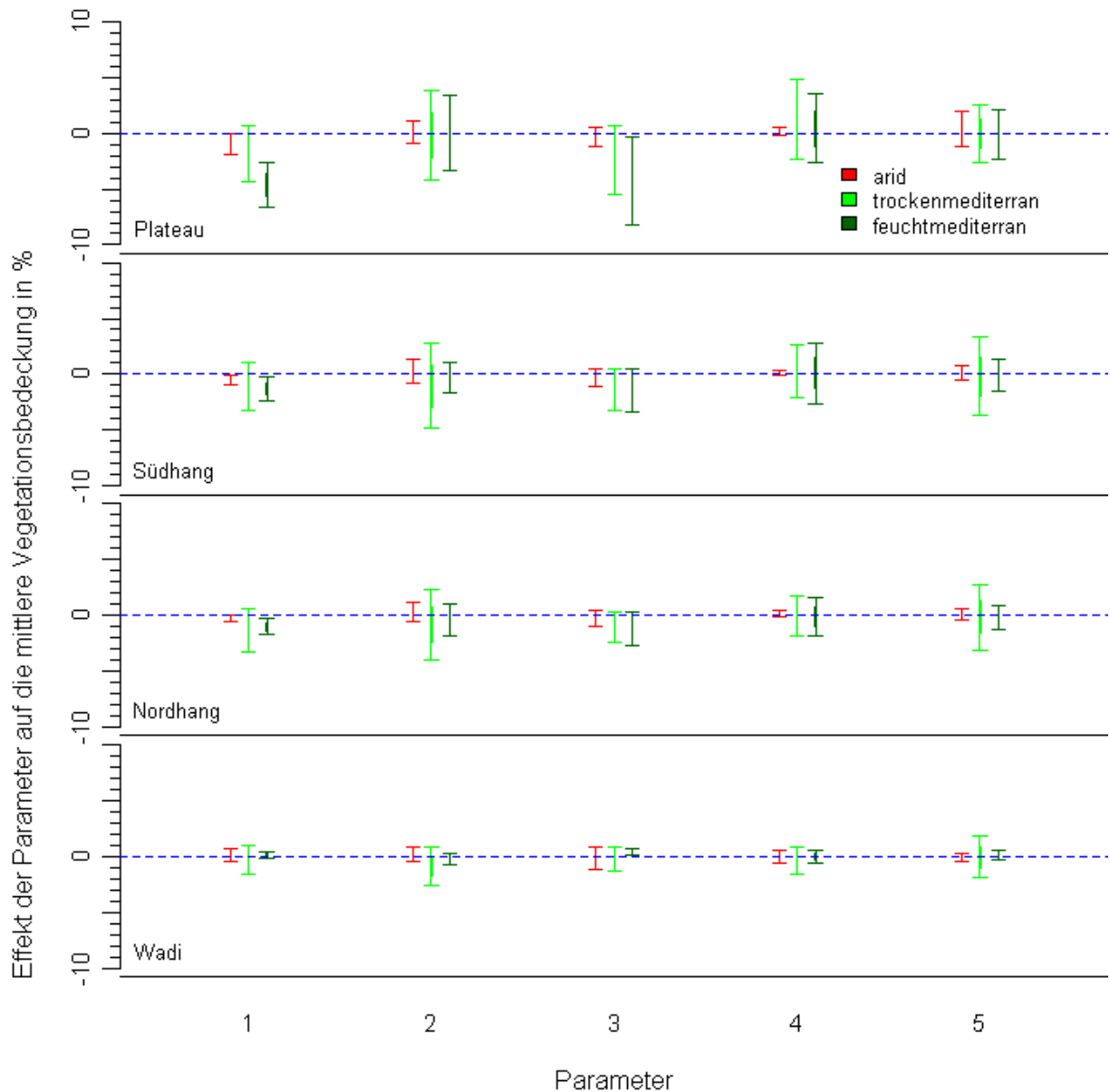


Abbildung 5: Haupteffekte der einzelnen Parameter auf die Vegetationsbedeckung [%]. Angegeben sind Konfidenzintervalle ($P(0,9)$).

Legende: 1 = Infiltrationsrate; 2 = Feuer; 3 = mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse; 4 = Bodenrauigkeit; 5 = Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen

Um zu testen, wie sich die einzelnen Parameter auf die Heterogenität der Vegetationsbedeckung auswirken, wurde die Standardabweichung vom 30-jährigen Mittel aller Zellen in den jeweiligen Habitaten verglichen (Abb. 6). Im feuchtmediterranen Klima wird besonders deutlich, dass mit abnehmender Infiltrationsrate (Parameter 1) in den Habitaten

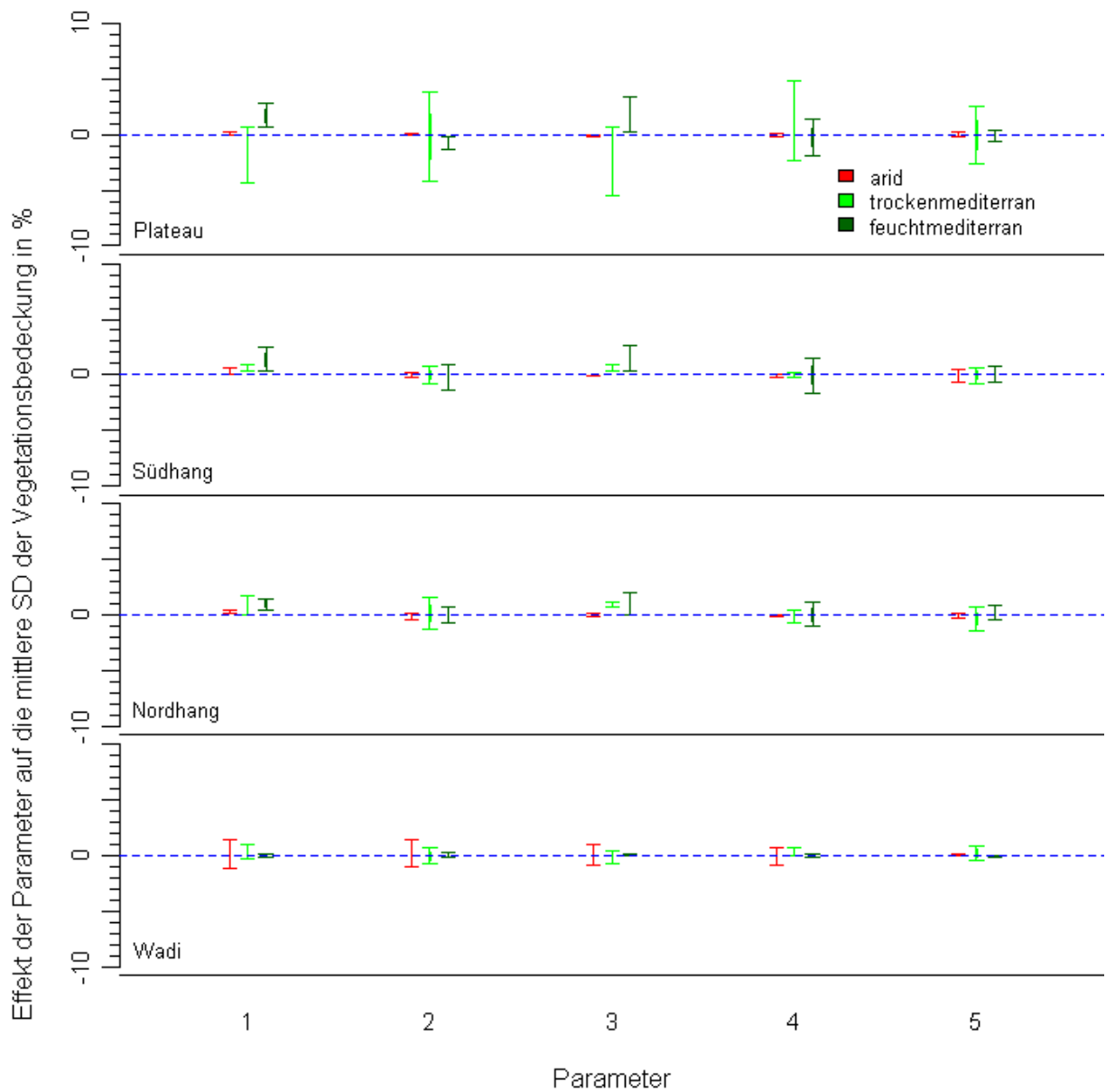


Abbildung 6: Haupteffekte der einzelnen Parameter auf die Variabilität der Vegetationsbedeckung [%]. Angegeben sind Konfidenzintervalle ($P(0,9)$).

Legende: 1 = Infiltrationsrate; 2 = Feuer; 3 = mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse; 4 = Bodenrauigkeit; 5 = Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen

Plateau, Süd- und Nordhang höhere Variabilitäten der Vegetationsbedeckung auftreten. Die Variabilität im Wadi scheint nicht durch die Infiltrationsrate beeinflusst zu werden. Feuer hat auf die Variabilität der Vegetationsbedeckung beim Habitattyp Plateau nur im feuchtmediterranen Klima einen spürbaren Einfluss. Bleiben Feuerereignisse aus, erhöht sich die Variabilität der Vegetationsbedeckung. Bei einer verminderten mittleren Anzahl Jahresniederschlagsereignisse (Parameter 3) steigt die Variabilität der Vegetationsbedeckung in den Habitaten Plateau, Süd- und Nordhang in den verschiedenen Klimagebieten an. Dagegen ist durch eine Änderung der Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse im Wadi kein Einfluss auf die Variabilität der Vegetationsbedeckung auszumachen. Die Parameter 4 und 5 haben keinen signifikanten Einfluss auf die Variabilität der Vegetationsbedeckung.

Bei konstanter Jahresniederschlagsmenge beeinflusst die mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse (Parameter 3) die Erosion maßgeblich (Abb. 7). Sinkt diese Anzahl, steigt die Erosion in den Habitaten Plateau, Süd- und Nordhang mit für jedem Klimagebiet typischen Raten. Im Wadi sind Depositionen zu verzeichnen, diese steigen ebenfalls, wenn die Zahl der Niederschläge im Jahr sinkt. Die Infiltrationsrate (Parameter 1) weist ein ähnliches Muster auf. Im jeweiligen Klimagebiet ist zu erkennen, dass mit einer verminderten Infiltrationsrate die Erosion in den Habitaten Plateau, Süd- und Nordhang zunimmt. Im Habitat Wadi erhöht sich mit verminderter Infiltrationsrate die Deposition. Der Einfluss der Bodenrauigkeit (Parameter 4) auf die Erosion verhält sich analog dem Parameter Infiltrationsrate, aber ist in der Ausprägung geringer. Dieses ist statistisch nicht abgesichert. Die Parameter Feuer (Parameter 2) und Variabilität der Anzahl Jahresniederschläge (Parameter 5) haben keinen erkennbaren Einfluss auf das Erosionsverhalten.

Eine Übersicht über die Interaktion von zwei Parametern verdeutlicht, dass die Kombination 1:5 (Infiltrationsrate:Variabilität der Anzahl Jahresniederschläge) den höchsten Einfluss auf die Erosion hat (Abb. 7). Werden beide Parameter gleichzeitig erniedrigt, sind in den Habitaten Plateau, Süd- und Nordhang höhere Erosionsraten zu verzeichnen. Beim Habitat Wadi hingegen wird ein Anstieg der Depositionsraten beobachtet. Die Interaktion 2:4 (Feuer:Bodenrauigkeit) und 3:5 (Anzahl Jahresniederschläge:Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen) beeinflussen die Erosion nach einem ähnlichen Muster wie Interaktion 1:5. Der Einfluss dieser Kombinationen auf die Erosion ist allerdings nicht so stark ausgebildet. Die übrigen sieben Zweifachinteraktionen haben keinen signifikanten Einfluss auf die Erosion.

Mit Hilfe der Standardabweichung von den Mittelwerten über 30 Simulationsjahre pro Zelle, soll der Einfluss der Parameter auf die Heterogenität der Erosion in den Habitaten der jeweiligen Klimagebiete betrachtet werden (Abb. 8). Die Variabilität der Erosion wird hauptsächlich durch die mittlere Anzahl an Jahresniederschlagsereignissen (Parameter 3) erklärt. Es zeigt sich, dass weniger Jahresniederschlagsereignisse die Variabilität

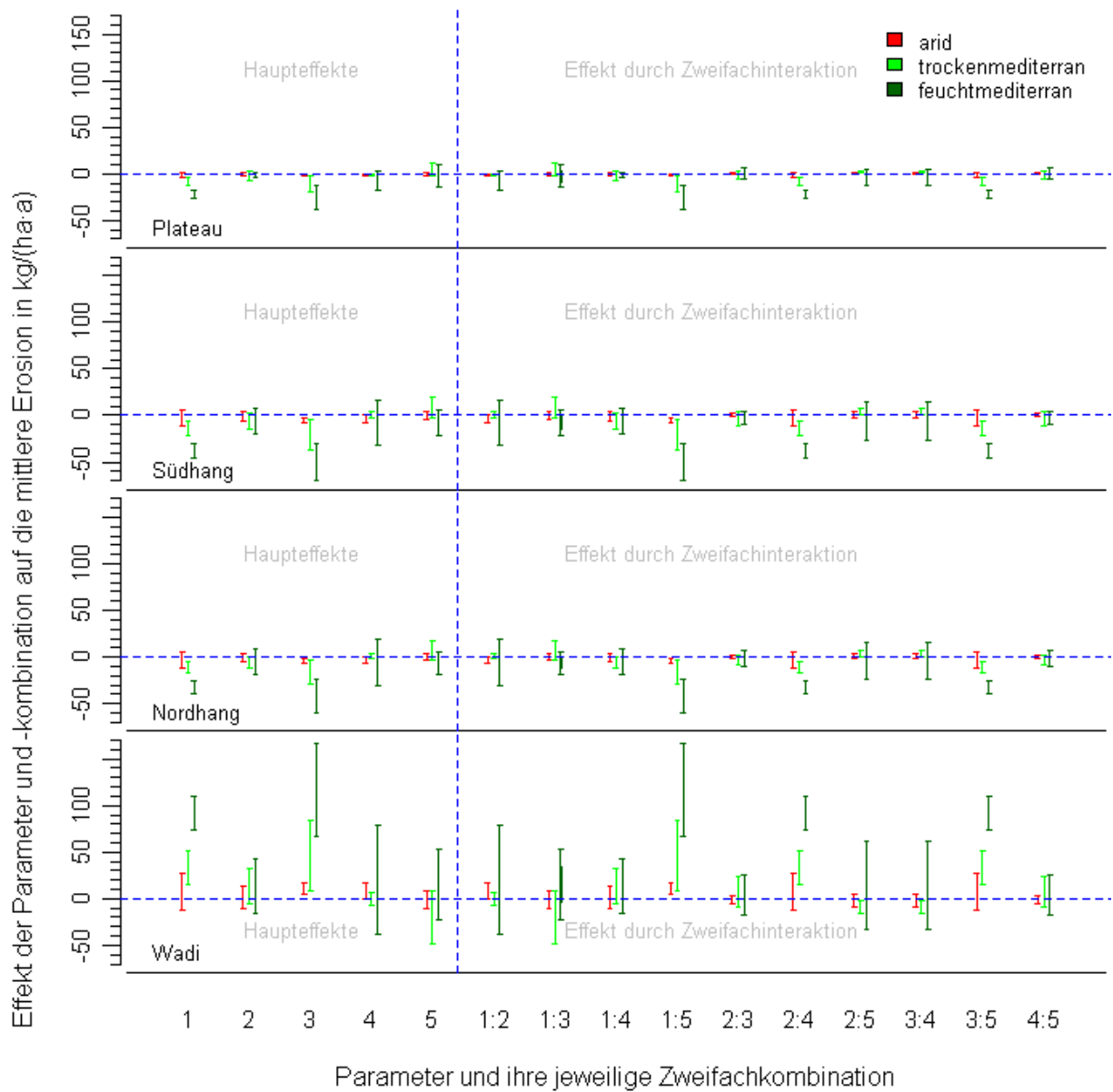


Abbildung 7: Haupteffekte der Parameter sowie Effekte der Parameter durch Zweifachkombination auf die Erosion $[\frac{kg}{ha \cdot a}]$. Angegeben sind Konfidenzintervalle ($P(0,9)$).

Legende: 1 = Infiltrationsrate; 2 = Feuer; 3 = mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse; 4 = Bodenrauigkeit; 5 = Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen

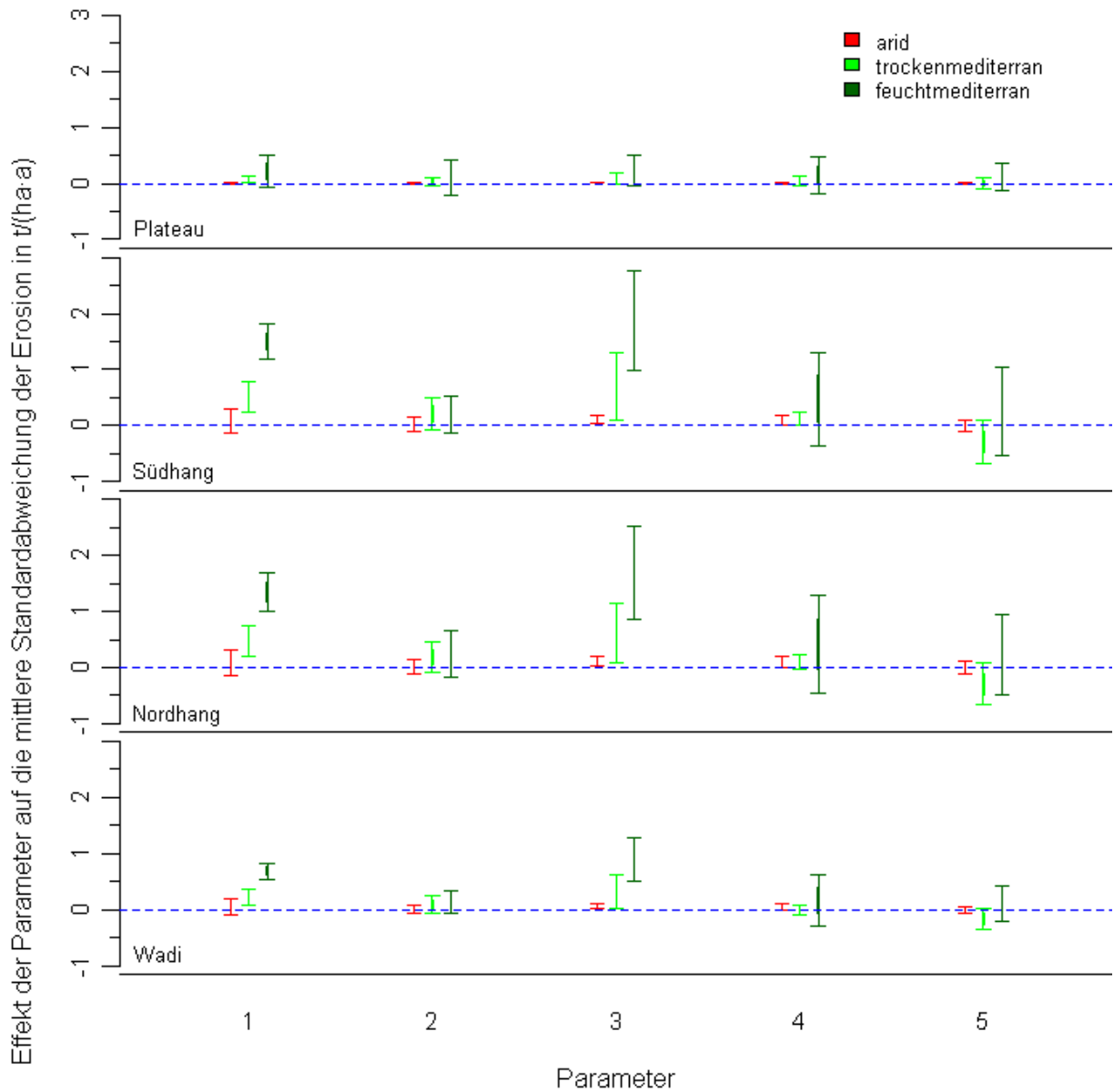


Abbildung 8: Haupteffekte der einzelnen Parameter auf die Variabilität der Erosion $[\frac{t}{ha \cdot a}]$. Angegeben sind Konfidenzintervalle ($P(0,9)$).

Legende: 1 = Infiltrationsrate; 2 = Feuer; 3 = mittlere Anzahl der Jahresniederschlagsereignisse; 4 = Bodenrauigkeit; 5 = Variabilität der Anzahl an Jahresniederschlägen

der Erosion in den Habitaten des jeweiligen Klimagebietes erhöhen. Des Weiteren ist zu erkennen, dass bei einer geringeren Infiltrationsrate (Parameter 1) die Variabilität der Erosion in den Habitaten eines jeden Klimagebietes zunimmt. Dieser Zusammenhang ist im ariden Klima abgeschwächt zu identifizieren. Ähnlich verhält sich die Erosionsvariabilität, wenn die Bodenrauigkeit (Parameter 4) abnimmt. Dieses ist jedoch statistisch nicht signifikant. Die Parameter Feuer (Parameter 2) und Variabilität der Anzahl Jahresniederschläge (Parameter 5) haben keinen erkennbaren Einfluss auf die Variabilität der Erosion. Zusammenfassend zeigt sich in der Sensitivitätsanalyse, dass die Infiltrationsrate und die mittlere Anzahl an Jahresniederschlagsereignissen den größten Einfluss auf die Vegetations- und die Erosionsentwicklung haben.

3.2 Jährliche Umweltdynamik in den Klimagebieten

Die Niederschlagsdynamiken der fünf Klimagebiete werden in Abbildung 9 dargestellt. Die Werte beziehen sich auf 30 Jahre Simulationszeit bei jeweils drei klimaspezifischen Wiederholungen. Der Median der Jahresniederschläge der jeweiligen Klimagebiete nimmt von arid (100 mm) zu feuchtmediterran (800 mm) zu (Abb. 9). Die Variabilität der Jahresniederschläge steigt mit der Jahresniederschlagsmenge von arid (40 mm) zu feuchtmediterran (120 mm) an. Es ist anhand der Ausreißer und Fehlerbalken (*Whiskers*) erkennbar, dass diese ebenfalls absolut mit der Jahresniederschlagsmenge zunehmen. Die Jahresniederschlagsmengen der verschiedenen Klimagebiete überlappen sich teilweise im Bereich des ersten und dritten Quartils der jeweiligen Datenmengen. Eine klare Trennung der Klimagebiete ist nur nach Jahresniederschlägen nicht möglich.

Des Weiteren wird die Verteilung der Anzahl jährlicher Niederschlagsereignisse dokumentiert (Abb. 9). Die Anzahl jährlicher Niederschlagsereignisse nimmt mit zunehmender Jahresniederschlagsmenge zu. Diese Zunahme ist im relativen Vergleich der fünf Klimagebiete weniger stark als die der Jahresniederschläge. Die Klimagebiete halbarid bis feuchtmediterran weisen starke Ähnlichkeiten der Niederschlagsereignisse auf, was entsprechend der Lage der einzelnen Quartile zu erkennen ist. Der Median der Niederschlagsereignisse reicht von 38 beim halbariden Klima bis 53 Ereignisse beim feuchtmediterranen Klima. Die Quartile eins und drei überlappen jeweils stark. Im Ariden sind im Mittel 14 Niederschläge pro Jahr zu verzeichnen, die maximale Anzahl liegt im Ariden bei 30 und das Minimum bei 3 Niederschlagsereignissen pro Jahr. Der Median der Niederschlagsereignisse im jeweiligen Klimagebiet ist etwa in der Mitte des ersten und dritten Quartils gelegen. Häufigkeit und Richtung der Ausreißer lassen keinen spezifischen Verteilungstrend erkennen.

Weiterhin wird die Verteilung der einzelnen Niederschlagsmengen pro Niederschlagsereignis näher betrachtet (Abb. 9). Das sich dort abzeichnende Muster ähnelt stark dem der Anzahl an jährlichen Niederschlagsereignissen. Die Niederschlagsmenge pro Nieder-

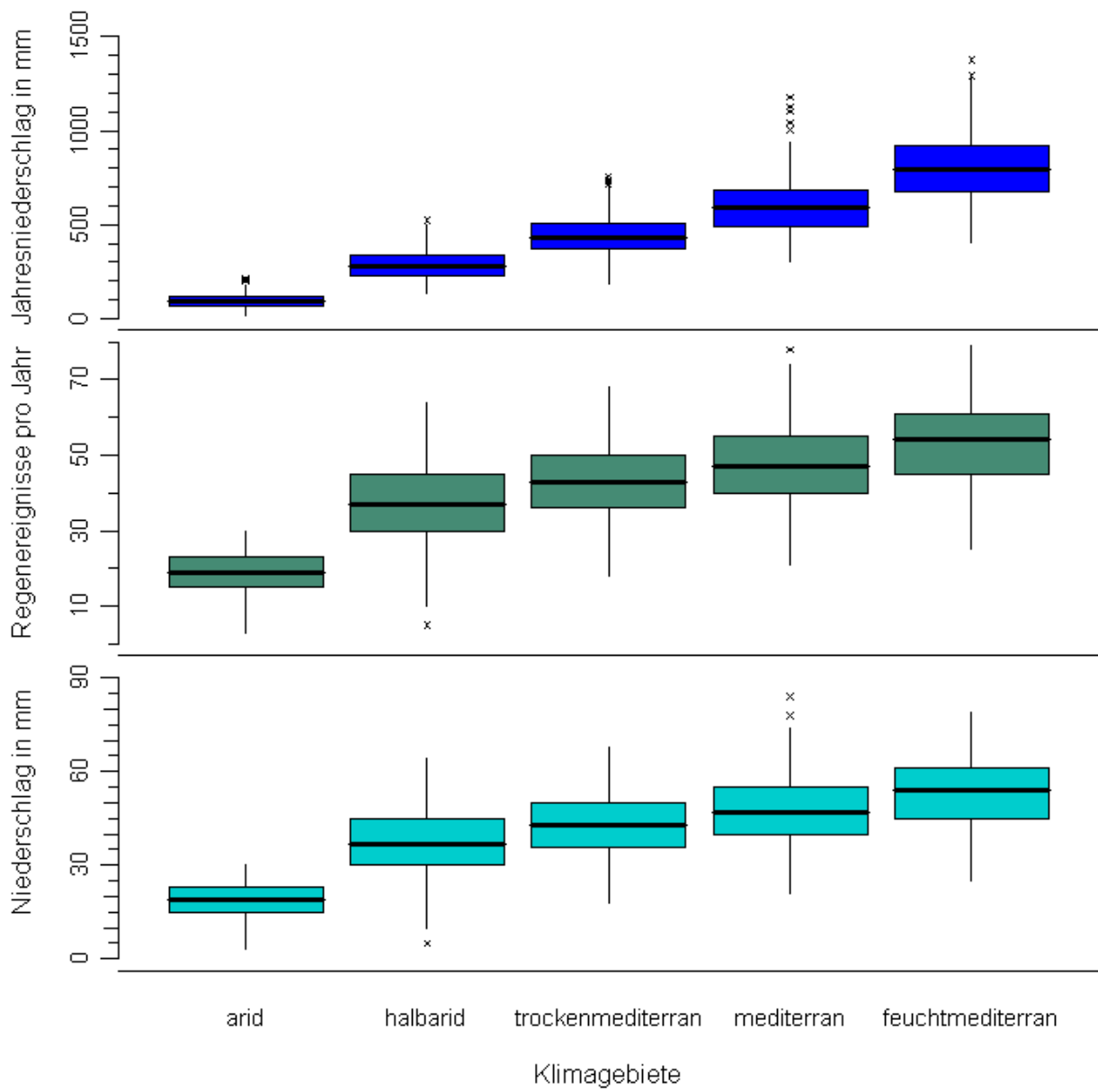


Abbildung 9: Variabilität der Jahresniederschlagsmenge, Anzahl jährlicher Niederschlagsereignisse und Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis im jeweiligen Klimagebiet über 90 Simulationsjahre.

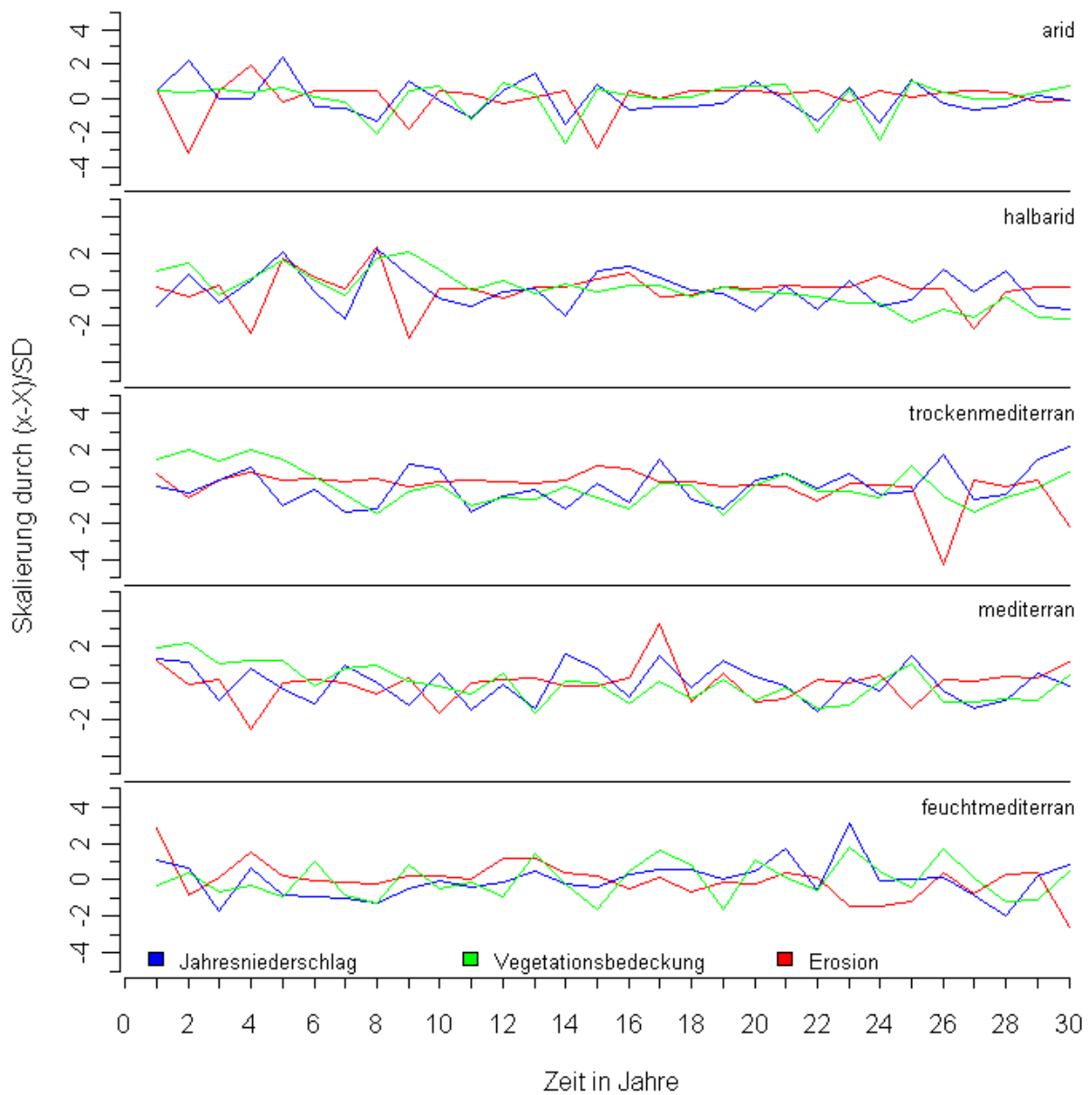


Abbildung 10: Jahresdynamik der Jahresniederschläge, mittleren Vegetationsbedeckung und mittleren Erosion am Nordhang mit 20° Neigung ohne Störung durch Beweidung. Die Ausgabewerte sind skaliert nach: $y = \frac{x-\mu}{\sigma}$.

Legende: X und μ = Mittelwert; SD und σ = Standardabweichung

schlagsereignis nimmt im Mittel vom ariden (19 mm) zum feuchtmediterranen Klima (52 mm) zu. Das aride Klima weist sehr niedrige Niederschlagsmengen im Vergleich zu den vier anderen Klimagebieten auf. Die Niederschlagsmengen der Klimaregionen halbarid bis feuchtmediterran überlappen sich stark. In diesen vier Gebieten fallen zwischen 25 und 65 mm pro Niederschlagsereignis, ohne dass sich eine klimaspezifische Unterscheidung vornehmen lässt. Der allgemeine Trend zeigt jedoch, dass die Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis mit steigender Jahresniederschlagsmenge ebenfalls zunimmt.

Im Verlauf der Studie zeigte sich, dass die Ausgabewerte in allen vier Habitaten der Landschaft sowie auch die der gesamten Landschaft ähnliche jährliche Fluktuationen aufweisen. Erosion ist dabei an den Hanghabitaten besonders deutlich ausgeprägt.

Der zeitliche Verlauf von Jahresniederschlägen, Vegetationsbedeckung der beiden Vegetationsklassen Sträucher und einjährige Kräuter sowie die Erosion ist in Abbildung 10 dargestellt. Dabei handelt es sich um Simulationen mit einer 30-jährigen Simulationszeit ohne Störung durch Beweidung für die fünf Klimagebiete am Beispiel des Nordhanges. Die Ausgabewerte des Habitats Nordhang werden in Form des arithmetischen Mittels pro Jahr verglichen. Um die Werte der Jahresniederschläge, Vegetationsbedeckung und Erosion vergleichbar abzubilden, werden die Ursprungswerte skaliert. Dabei wird die Differenz aus dem betrachteten Wert und dem Mittelwert aller Werte der Simulationszeit gebildet und anschließend mit der Standardabweichung aller Werte der Simulationszeit dividiert. Die Skalierung ist durch folgende Formel zu beschreiben: $y = \frac{x-\mu}{\sigma}$.

Bei konstanten Daten würde durch diese Skalierung eine Linie entstehen, welche die x-Achse beschreibt. Sind die skalierten Werte ober- oder unterhalb der Nulllinie lokalisiert, so treten dort Abweichungen vom Mittelwert auf. Bei der Skalierung ist die Standardabweichung mit einbezogen. Es ist daher zu beachten, dass skalierte Werte > 3 eine beachtliche Abweichung beinhalten.

Unabhängig vom Klimagebiet ist zu beobachten, dass die Vegetationsbedeckung und die Jahresniederschlagsmenge in einem engen Zusammenhang stehen (Abb. 10). Besonders deutlich zeigt sich im ariden Klima eine positive Korrelation der Jahresniederschläge und der Vegetationsbedeckung. Die Produktivität der Vegetation steigt mit höherer Wasserverfügbarkeit. Dieses Verhalten ist auch bei den übrigen Klimagebieten zu beobachten. Auf Grund der Skalierung der Werte ist ebenfalls gut zu erkennen, dass die relativen Schwankungen im jeweiligen Klimagebiet bei den Jahresniederschlägen und der Vegetationsbedeckung sehr ähnlich sind. Sie reichen von etwa 2 bis -2 .

Der zeitliche Verlauf der Erosion im jeweiligen Klimagebiet lässt starke Schwankungen erkennen, wobei man keine klare Korrelation der Jahresniederschlagsmenge und der Erosion ablesen kann. Die relativen Schwankungen der Erosion in den fünf Klimagebieten unterscheiden sich nicht. Die Erosion scheint von der Vegetationsbedeckung und den Jahresniederschlägen unabhängig aufzutreten, bzw. die Faktoren Vegetation und Jahresniederschlag haben keinen großen Einfluss auf die Erosion (siehe Abschn. 3.1 Schlussbe-

merkung). Die maximal und minimal skalierten Werte der Erosion reichen von ca. 4 bis -4 .

Die aus Abbildung 9 und 10 hervorgehenden jährlichen Schwankungen erschweren es, allgemeine Trends und Muster von Erosion und Vegetation der verschiedenen Klimagebiete zu untersuchen. Jahre mit stark vom Mittelwert abweichenden Werten für Jahresniederschläge, Anzahl jährlicher Niederschlagsereignisse und Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis lassen keine generellen Aussagen über Vegetationsentwicklungen und Erosionserscheinungen zu. Auf Grund dieser hohen Stochastizität im kurzen Zeitbezug wird für die Erosions- und Vegetationsentwicklung bei der weiteren Auswertung mit den arithmetischen Mittelwerten über jeweils 30 Simulationsjahre gearbeitet.

3.3 Landschaftsvariabilität und Datenreproduzierbarkeit

Für die Studie sind im jeweiligen Klimagebiet und Beweidungsszenario drei Simulationsläufe durchgeführt worden. Jede Wiederholung hat dabei als Eingangsparameter eine unabhängig generierte Landschaft. Anhand einer Varianzanalyse (Anova) und Kovarianzanalyse (Ancova) wird untersucht, ob die verschiedenen Landschaften, oder andere Faktoren, einen Einfluss auf die Reproduzierbarkeit der Daten Erosion, Strauch zu Krautverhältnis und Vegetationsbedeckung haben (Tab. 10). Dabei werden für das maximale Modell die Faktoren Klima, Landschaft und Habitat, welches eine Teilmenge der Landschaft ist, mit einer genesteten Anova untersucht. Die Beweidungsszenarium - Faktoren Beweidungsintensität und -frequenz werden bei dieser Betrachtung nicht mit einbezogen, da der natürliche Zustand der Vegetations- und Erosionsentwicklung ohne eventuelle Randeffekte von Interesse ist.

Die Ausgabewerte sind jeweils das arithmetische Mittel über die Simulationszeit pro Zelle. Die Vegetationsbedeckung weist keine Normalverteilung auf, sodass die Ausgabewerte einer Wurzel - Arcussinus - Transformation unterzogen wurden. Durch dieses Verfahren ist es möglich die Verteilung der Daten zu normalisieren, was Voraussetzung für die Anwendung einer Anova ist.

Es zeigt sich bei der Analyse, dass die Erosionsdaten nicht vom Faktor Klima ($P = 1$) und Landschaft ($P = 0,997$) beeinflusst werden. Die Interaktion Klima und Landschaft ($P = 1$) hat auch keinen signifikanten Einfluss auf die Erosion. Die Erosionsdaten unterscheiden sich in den Habitaten der Landschaft für die verschiedenen Klimagebiete. Dieser Einfluss ist mit einem P von kleiner als 0,001 hochsignifikant (Tab. 10). Das Strauch zu Krautverhältnis wird durch den Faktor Klima stark beeinflusst ($P < 0,001$). Der Landschaftsfaktor spielt für das Verhältnis der beiden Vegetationstypen keine Rolle ($P = 0,1264$). Alle weiteren Interaktionen von Klima, Landschaft und Habitat haben hochsignifikante Einflüsse (Tab. 10). Hingegen sagt die Anova zur Vegetationsbedeckung aus, dass die Faktoren Landschaft und Klima, sowie alle Interaktionen einen hochsignifikanten Einfluss haben (Tab. 10). Dieses statistische Ergebnis wirkt sehr überraschend,

Tabelle 10: *P*-Werte für Erosion, Strauch zu Krautverhältnis, Vegetationsbedeckung und Jahresniederschlag aus Anova und Ancova bei verschiedenen Parametern aus 30-jähriger Simulation ohne Störung durch Beweidung.

betrachtete Variable	P - Werte aus der Anova der einzelnen Faktoren und ihrer Interaktionen						
	K		L		K×L		K×L×H
<i>Erosion</i> [$\frac{kg}{ha \cdot a}$]	1,0		0,997		1,0		< 0,001
<i>Strauch zu Krautverhältnis</i>	< 0,001		0,1264		< 0,001		< 0,001
<i>Vegetationsbedeckung</i> [%]	< 0,001		< 0,001		< 0,001		< 0,001
<i>Jahresniederschlag</i> [mm]	< 0,001		< 0,001		< 0,001		—
	P - Werte aus der Ancova der einzelnen Faktoren und ihrer Interaktionen						
	R	K	L	R×K	R×L	K×L	R×K×L×H
<i>Vegetationsbedeckung</i> [%]	<0,001	<0,001	0,0604	<0,001	0,0929	0,9933	<0,001

Legende: R = Jahresniederschlag; K = Klimagebiet; L = Landschaft/Wiederholung; H = Habitat; × = Interaktion; — = nicht betrachtet

da die drei Landschaften, welche sich hinter den drei Wiederholungen verbergen, zwar unabhängig sind, aber mit den gleichen Parametereinstellungen erzeugt wurden.

Für eine biologische Auswertung soll dieses Ergebnis mit Abbildung 11 näher dargestellt werden. Dabei wird die Vegetationsbedeckung im jeweiligen Klimagebiet zum einen für die gesamte Landschaft und zum anderen am beispielhaften Habitat Nordhang untersucht.

Es wird ersichtlich, dass sich die Daten der einzelnen Wiederholungen, vom Median und ihrer Variabilität her, im jeweiligen Klimagebiet leicht von der Gesamtdatenmenge unterscheiden. Es ist jedoch ebenfalls im Klimavergleich ersichtlich, dass die Daten je Wiederholung zufällig oberhalb oder unterhalb der mittleren Werte aller Wiederholungen liegen. Biologisch ist dies als eine akzeptierbare Stochastizität zu interpretieren. Die einzelnen Wiederholungen sind untereinander sehr ähnlich, sodass die Ergebnisse der Vegetationsbedeckung für die wiederholten Läufe aus biologischer Sicht nicht zu unterscheiden sind.

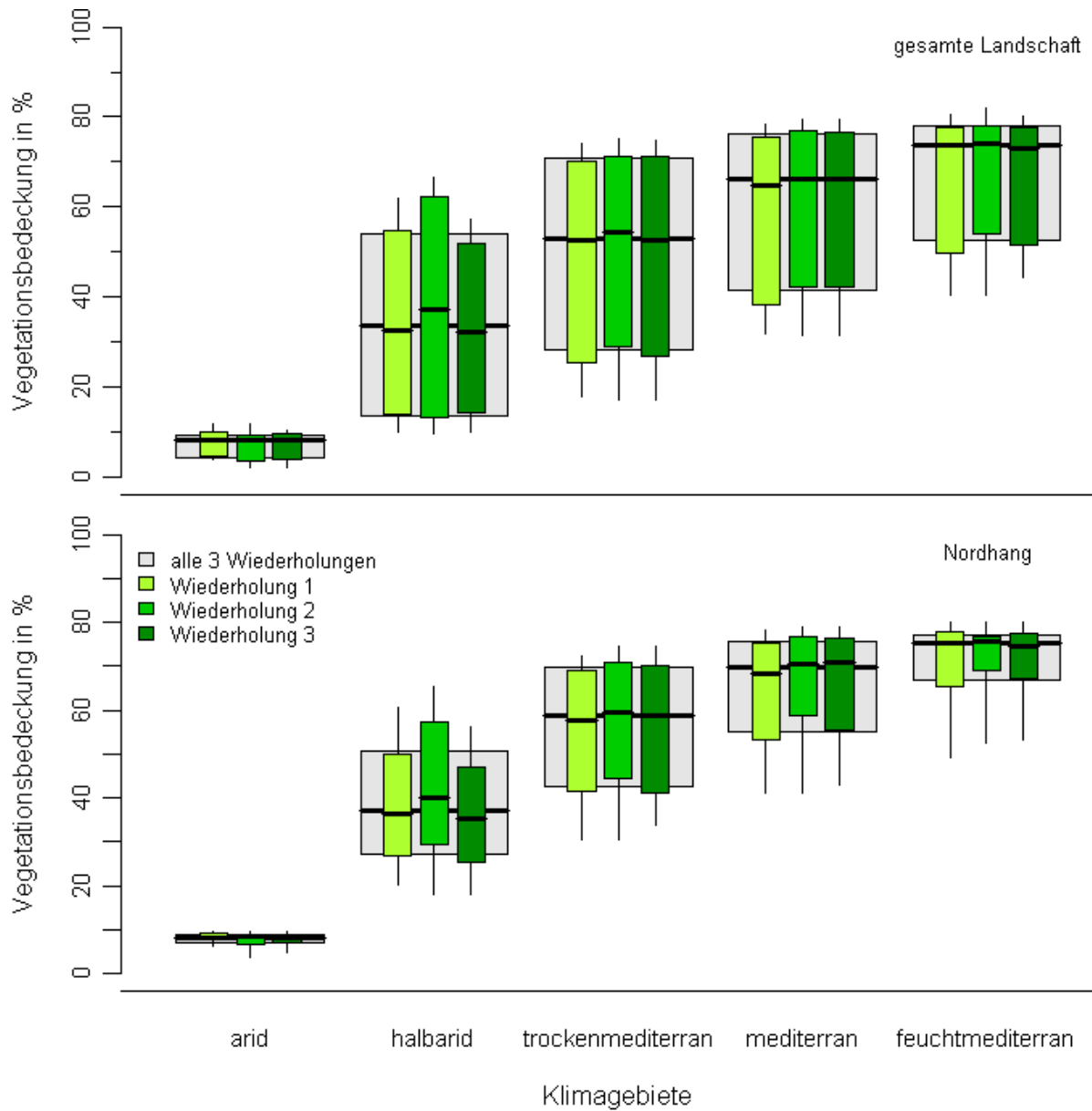


Abbildung 11: Vegetationsbedeckung der Landschaft und des Nordhanges im jeweiligen Klimagebiet. Die Werte der grünen Boxen stellen Mittelwerte über die 30 Simulationsjahre pro Zelle dar. Die grauen Boxen enthalten die Mittelwerte pro Zelle von allen drei Wiederholungen.

Die Stochastizität der Vegetationsbedeckung kann durch die Jahresniederschläge und ihrer Variabilität erklärt werden, da diese mit der Vegetation positiv korreliert sind (Abb. 10). Zwar wurden für die Varianzanalyse Daten des 30-jährigen Mittels aus den Simulationen verwendet, jedoch zeigt sich in Abbildung 9 und 10 sehr deutlich, dass 30 Jahre Simulationszeit diese Variabilität nicht unbedingt aufheben. Auf Grundlage dieser Überlegungen wurde für den mittleren Jahresniederschlag eine Anova durchgeführt, welche aufzeigt, dass die Niederschläge vom Klima (K) und der Wiederholung (L) sowie ihrer Interaktion abhängig zu sein scheinen. Dieses Muster ist somit in der Vegetationsbedeckung und bei den Jahresniederschlägen zu finden (Tab. 10).

Aus diesem Grund wird eine Erweiterung der Anova für die Vegetationsbedeckung mit der zusätzlichen Einflussgröße Jahresniederschlag durchgeführt. Diese Kovarianzanalyse (Ancova) zeigt auf, dass die Wiederholungen einen marginalen Einfluss auf die Vegetationsbedeckung haben ($P = 0,0604$) und alle zweifachen Interaktionen je Wiederholung keinen Einfluss aufzeigen (Tab. 10).

3.4 Vegetationsentwicklung

3.4.1 Vegetationsentwicklung in den verschiedenen Klimagebieten

Die Gesamtvegetationsbedeckung der beiden Pflanzenklassen und das Verhältnis der Strauch- zur Krautbedeckung werden in Abbildung 12 für jedes Klimagebiet dargestellt. Die Vegetationsbedeckung der gesamten Landschaft (Abb. 12) nimmt von arid (min. = 3 %; max. = 12 %; Median = 8 %) zu feuchtmediterran (min. = 42 %; max. = 83 %; Median = 71 %) zu. Mit steigender Wasserverfügbarkeit ist ein immer größerer Anteil von Zellen mit hoher Vegetationsbedeckung zu beobachten. Dies zeigt sich besonders deutlich in der Verschiebung der medianen Positionen vom halbariden hin zum feuchtmediterranen Klima, was an einer steigenden Rechtsschiefe der Vegetationsbedeckung festzumachen ist. Die ersten bis dritten Quartile des halbariden, trockenmediterranen und mediterranen Klimagebietes zeigen eine hohe Variabilität der Vegetationsbedeckung pro Zelle. Beim ariden und feuchtmediterranen Klima ist diese nicht so stark.

Die mittlere Vegetationsbedeckung vom Plateau über Süd- und Nordhang bis hin zum Wadi steigt im jeweiligen Klimagebiet an (Abb. 12). Dabei sind die Mediane der Werte des Plateaus und des Südhanges im jeweiligen Klimagebiet stets unterhalb von den Medianen der gesamten Landschaft lokalisiert. Die Mediane der Vegetationsbedeckung vom Nordhang und Wadi sind stets über dem des Medianes der gesamten Landschaft. Die Daten vom Plateau und Wadi weisen eine hohe Konstanz auf, was an den jeweils niedrigen Variabilitäten der Werte vom ersten bis zum dritten Quartil veranschaulicht wird. Ein Großteil der Werte des Plateaus liegt im jeweiligen Klimagebiet unterhalb des ersten Quartils der gesamten Landschaft. Der überwiegende Teil der Werte des Wadis ist für jedes Klimagebiet oberhalb des dritten Quartils der gesamten Landschaft zu finden.

Die Werte im ersten bis dritten Quartil des Süd- und Nordhanges liegen im Bereich des ersten bis dritten Quartils der Werte der gesamten Landschaft. Es fällt auf, dass die Vegetationsbedeckung des Südhanges eine höhere Variabilität aufzeigt als die des Nordhanges.

Weiterhin enthält Abbildung 12 das Verhältnis der Strauch- zu Krautbedeckung pro Gitterzelle. Im ariden Klimagebiet liegt die Bedeckung des Strauch- zu Krautverhältnisses bei der gesamten Landschaft und auch bei den jeweiligen Habitaten weit unter 1 (1:20 bis 1:40). Kräuter dominieren in allen Habitaten, jedoch ist im Wadi zu erkennen, dass sich das Strauch- zu Krautverhältnis dem gleichverteilten Zustand von 1 annähert (1:5). Die Klimagebiete halbarid bis feuchtmediterrän zeigen im Mittel einen umgekehrten Trend. Hier liegt das Strauch- zu Krautverhältnis bei etwa 2,5:1. Das halbaride Klima hat die höchste Variabilität im Strauch- zu Krautverhältnis. Es reicht von 1:15 bis 4,6:1. Die Werte um das erste Quartil der gesamten Landschaft zeigen, dass Kräuter stellenweise auch dominieren können. Im Mittel allerdings herrschen Sträucher vor. Das Habitat Plateau ist hierbei für diese starke Variabilität verantwortlich, es ist ähnlich den ariden Habitaten stark zu Gunsten der Kräuter verschoben. Im Mittel nimmt das Strauch- zu Krautverhältnis von Plateau über Süd- zum Nordhang bis hin zum Wadi zu. Die Werte des Wadis sind recht ähnlich und weisen kaum Streuung auf, so dass die hohe Landschaftsvariabilität der Vegetationszusammensetzung den Hängen zu zuschreiben ist.

Die Klimagebiete trockenmediterrän und mediterrän enthalten sehr ähnliche Verteilungen, wobei die Sträucher ausnahmslos dominieren (Abb. 12). Jedes Habitat hat ein spezifisches Strauch- zu Krautverhältnis mit geringer Variabilität. Beim Plateau sind die Kräuter leicht bevorteilt. Im trockenmediterränen Klima ist zu erkennen, dass die Hänge und das Wadi fast gleiche Verteilungen der Vegetation aufweisen (Median ca. 2,7:1). Im mediterränen Klimagebiet ist im Wadi ein Trend vorhanden, dass sich das Verhältnis der Strauch- zur Krautbedeckung in Richtung Kräuter verschiebt (Median 2,5:1). Das feuchtmediterräne Klima bringt im Wadibereich diesen Trend noch deutlicher hervor, denn hier sinkt das Strauch- zu Krautverhältnis von 2,4:1 der gesamten Landschaft auf 2,1:1. Die Verteilungen der übrigen Habitats sind sich sehr ähnlich und liegen etwa im Bereich der Vegetationszusammensetzung der gesamten Landschaft.

3.4.2 Vegetationsentwicklung bei Störungen durch Beweidung in den verschiedenen Klimagebieten

Abbildung 13 stellt die Vegetationsbedeckung und das Strauch- zu Krautverhältnis der gesamten Landschaft in den fünf Klimagebieten bei fünf bzw. im mediterränen und feuchtmediterränen Gebiet bei sechs Beweidungsintensitäten dar. Die Beweidungsintensitäten belaufen sich bei 0 zu $5 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ und verdoppeln sich dann jeweils bis ins Trockenmediterräne auf $40 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ bzw. ab dem mediterränen Gebiet auf $80 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$.

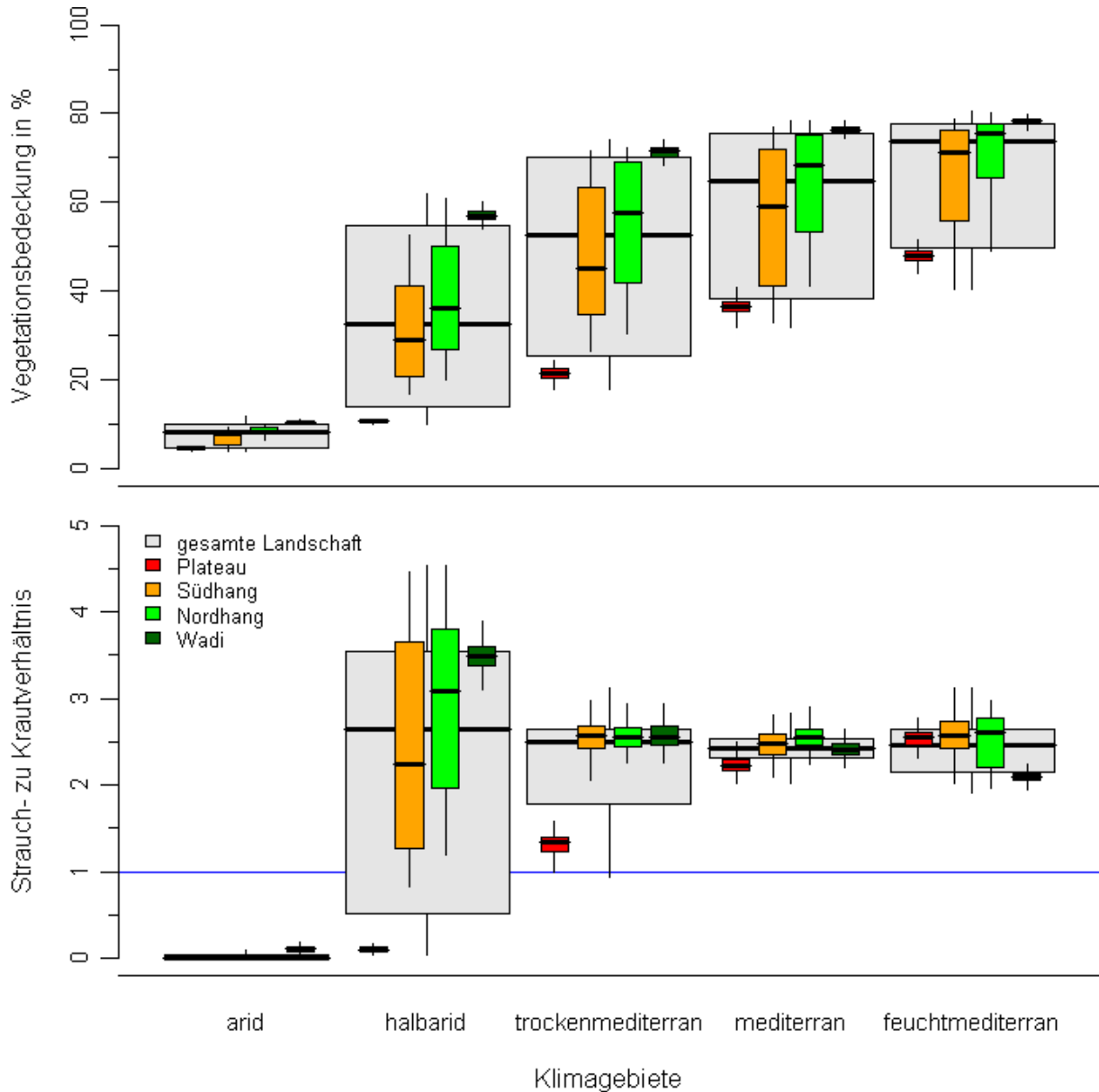


Abbildung 12: Vegetationsbedeckung und Strauch zu Krautverhältnis der Landschaft und der einzelnen vier Habitate für die fünf Klimagebiete. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die grauen Boxen enthalten die Daten der gesamten Landschaft. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten eines Habitats. Die blaue Linie steht beim Verhältnis 1:1 für eine gleiche Verteilung der Bedeckung der beiden Vegetationsklassen. Der absolute Anteil vegetationsbedeckter Fläche geht bei dieser Betrachtung nicht mit ein.

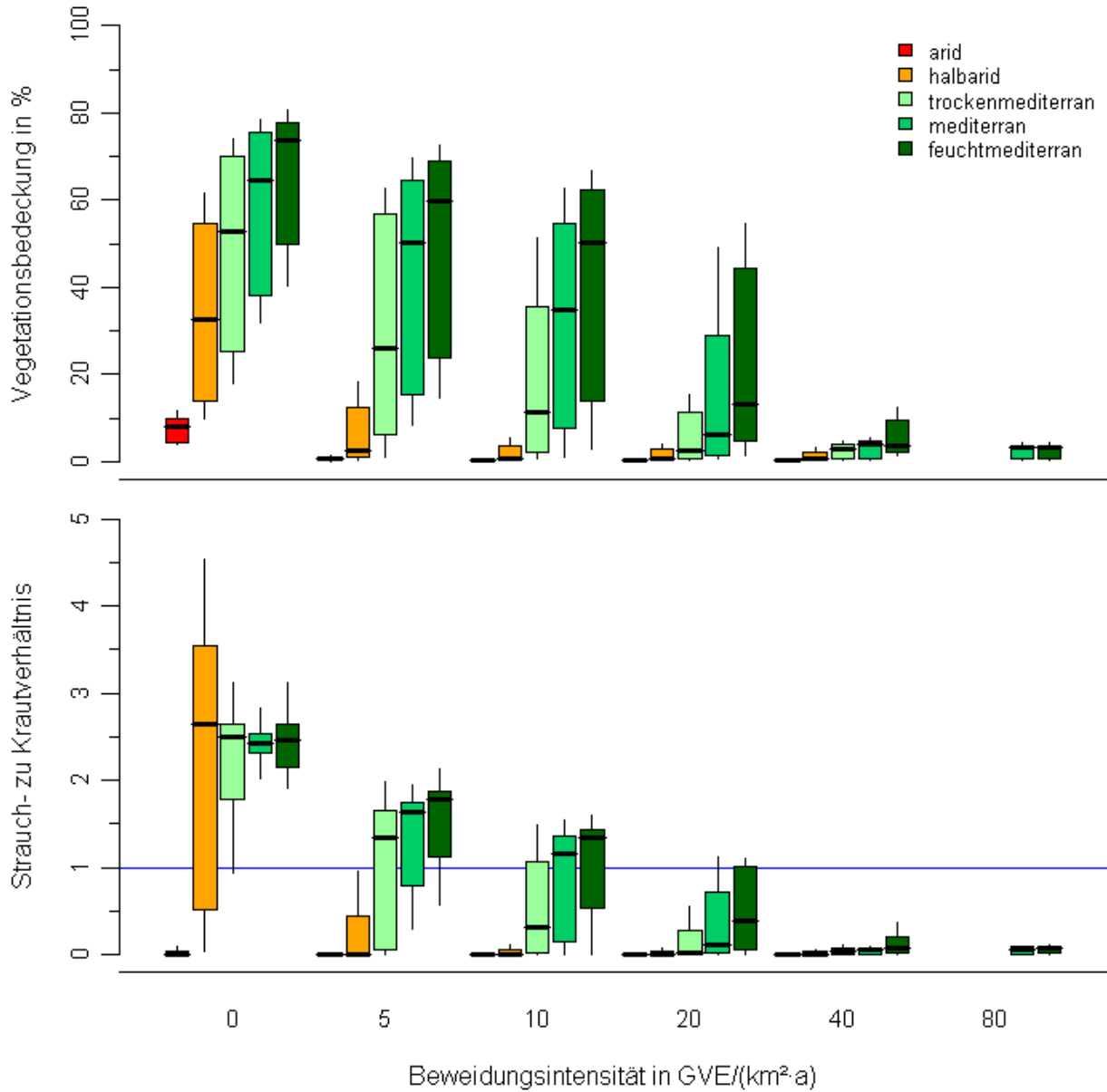


Abbildung 13: Vegetationsbedeckung und Strauch zu Krautverhältnis der Landschaft für die fünf Klimagebiete bei verschiedenen Beweidungsintensitäten. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten eines Klimagebietes. Die blaue Linie steht beim Verhältnis 1:1 für eine gleiche Verteilung der Bedeckung der beiden Vegetationsklassen. Der absolute Anteil vegetationsbedeckter Fläche geht bei der Betrachtung nicht mit ein.

Der Vergleich innerhalb einer Beweidungsintensität zeigt bis zur Intensität $40 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$, dass die mittlere Vegetationsdichte jeweils mit zunehmender Wasserverfügbarkeit ansteigt (Abb. 13). Bei der Viehbesatzdichte von $80 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ sind keine Unterschiede zwischen dem mediterranen und dem feuchtmediterranen Klima auszumachen. Im klimaspezifischen Vergleich nimmt die Vegetationsbedeckung jeweils mit zunehmender Beweidungsintensität ab. Es ist dabei festzustellen, dass die Abnahmerate der mittleren Vegetationsbedeckung mit wachsender Wasserverfügbarkeit geringer wird. Diese Beobachtung wird auf Grund der niedrigen Absolutwerte im ariden Klimagebiet nicht gemacht. Ausgehend von einer klimaspezifischen Vegetationsbedeckung bei $0 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$, fällt die Vegetationsbedeckung bei Beweidungsintensitätszunahme je Klimagebiet unterschiedlich stark ab bis sie sich der Null Prozent - Grenze annähert.

Hinsichtlich des mittleren Strauch- zu Krautverhältnisses der gesamten Landschaft ist erkennbar, dass sich bei jeder Beweidungsintensität das Strauch- zu Krautverhältnis mit zunehmender Wasserverfügbarkeit stets zu Gunsten der Sträucher verschiebt (Abb. 13). Im Klimavergleich ändert sich mit zunehmender Beweidungsintensität das Strauch- zu Krautverhältnis jeweils zu Gunsten der Kräuter. Im Bereich von 10 bis $20 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ hat sich das Verhältnis in den trockenmediterranen bis feuchtmediterranen Gebieten soweit verschoben, dass anstelle der Sträucher die Kräuter dominieren. In den trockeneren Klimagebieten setzt dieser Dominanzwechsel bereits bei geringeren Besatzdichten ein. Eine Besatzdichtenzunahme scheint auf die Vegetation des ariden Klimas keine Auswirkung zu haben. Es verbleibt bei einer starken Dominanz der Kräuter. Generell ist festzustellen, dass sich hohe Besatzdichten stärker negativ auf die Strauchbedeckung auswirken als auf die Kräuter.

Mit Hilfe einer Anova, welche die Faktoren Klima, Habitat und Beweidung enthält, werden die Ergebnisse der Abbildung 12 und 13 statistisch bestätigt (Tab. 11). Es zeigt sich, dass die Vegetationsbedeckung sowie das Strauch zu Krautverhältnis beim jeweiligen Klima, Habitat und Beweidungsdruck unterschiedlich ist. Des Weiteren wird bestätigt, dass alle Interaktionen dieser Faktoren einen Einfluss auf die Vegetation haben.

3.4.3 Vegetationsentwicklung bei verschiedenen Beweidungsstrategien in den Klimagebieten

In diesem Abschnitt werden die Einflüsse auf die Vegetationsentwicklung am Beispiel des Nordhanges in Gegenwart von vier jährlichen Beweidungsfrequenzen untersucht (Abb. 14). Dabei ist die Beweidungsfrequenz als eine Art Koppelhaltung mit jahresspezifischem Rotationszyklus zu interpretieren. Die Vegetationsbedeckung wird im ariden, trockenmediterranen und feuchtmediterranen Klima unter Einfluss von jeweils vier Beweidungsfrequenzen ($\frac{1}{a}$; $\frac{1}{2 \cdot a}$; $\frac{1}{3 \cdot a}$; $\frac{1}{4 \cdot a}$) in Kombination mit zunehmender Beweidungsintensität von 5 bis $40 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ im ariden und trockenmediterranen, sowie $80 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ im feuchtmediterranen Klima beschrieben.

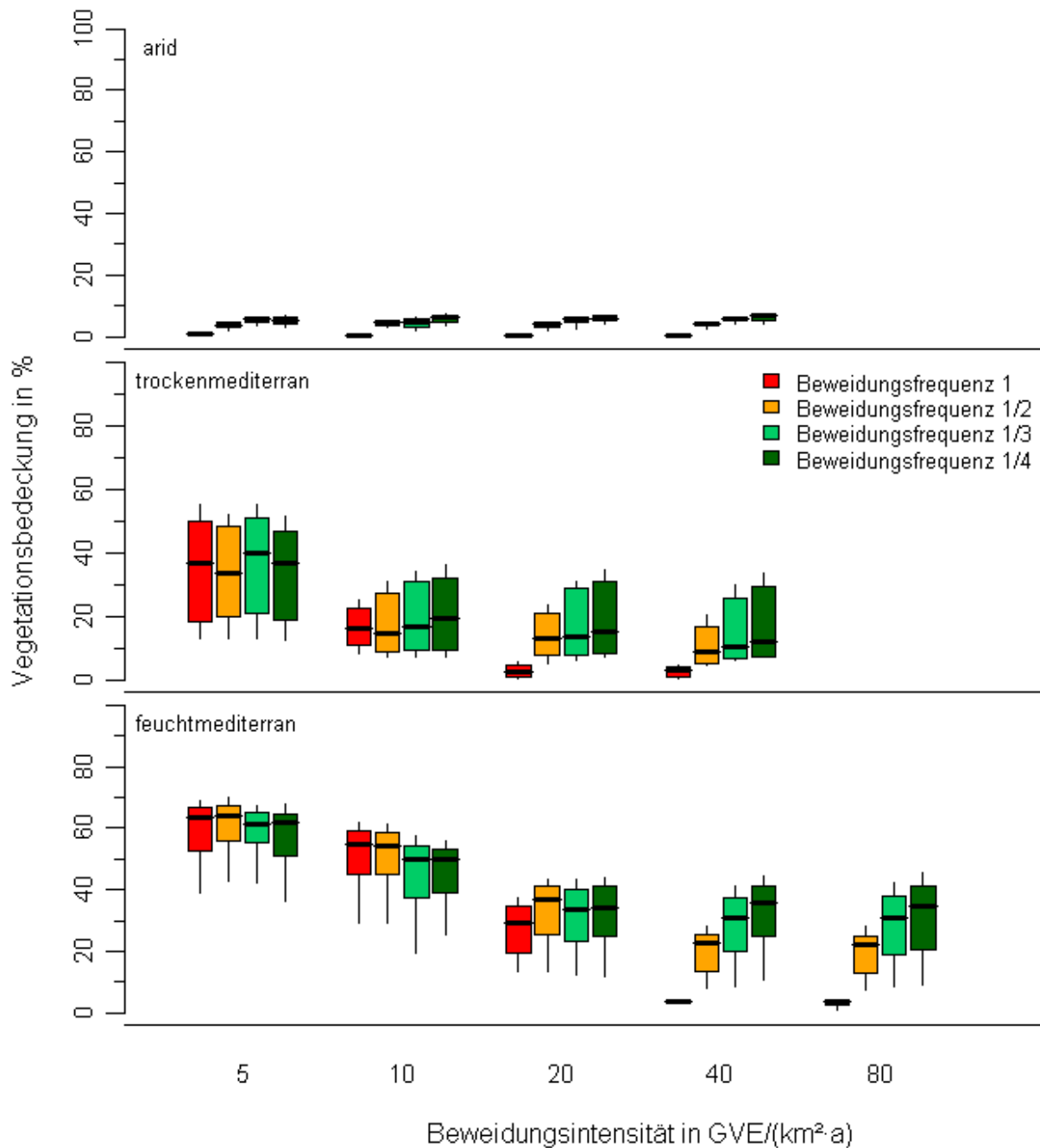


Abbildung 14: Vegetationsbedeckung am Nordhang für die Klimagebiete arid, trockenmediterrän und feuchtmediterrän bei verschiedenen Beweidungsintensitäten und -frequenzen. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten einer spezifischen Beweidungsfrequenz.

Tabelle 11: P-Werte für Strauch zu Krautverhältnis und Vegetationsbedeckung aus Anova bei verschiedenen Parametern aus 30-jähriger Simulation mit Störung durch Beweidung.

betrachtete Variable	P - Werte aus der Anova der einzelnen Faktoren und ihrer Interaktionen						
	K	H	B	K×H	K×B	H×B	K×H×B
Strauch zu Krautverhältnis	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Vegetationsbedeckung [%]	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001

Legende: K = Klimagebiet; H = Habitat; B = Beweidungsintensität; × = Interaktion

Im ariden Klimagebiet ist für die verschiedenen Beweidungsintensitätsansätze festzustellen, dass eine geringere Beweidungsfrequenz die Vegetationsbedeckung fördert (Abb. 14). Sie reicht, unabhängig von der Beweidungsintensität, am Nordhang im Mittel von ca. 3 % Vegetationsbedeckung bei einer Beweidungsfrequenz von 1 zu 5 % bei einer Frequenz von $\frac{1}{2}$ bis ca. 7 - 8 % bei einer Beweidungsfrequenz von $\frac{1}{3}$ und $\frac{1}{4}$.

Das trockenmediterrane Klimagebiet zeigt im Vergleich der Beweidungsfrequenzen bei einer Beweidungsintensität von $5 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ keine Unterschiede in der Vegetationsbedeckung auf (Abb. 14). Ab einer Beweidungsintensität von $10 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ ist jedoch für all diese zu erkennen, dass mit abnehmender Beweidungsfrequenz die mittlere Vegetationsbedeckung zunimmt. Die Vegetationsbedeckung bewegt sich im trockenmediterranen Klima, je nachdem welche Beweidungsintensität und -frequenz vorherrscht, zwischen 2 - 57 %.

Im feuchtmediterranen Gebiet ändern sich die mittleren Vegetationsbedeckungen unter den verschiedenen Beweidungsfrequenzen bei den Beweidungsintensitäten 5 und $10 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ kaum (Abb. 14). Es gibt einen schwachen Trend in Richtung Verringerung der mittleren Vegetationsbedeckung durch geringere Beweidungsfrequenzen. Ab einer Beweidungsintensität von $20 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ ist im Vergleich der Beweidungsfrequenzen zu erkennen, dass mit abnehmender Frequenz die mittlere Vegetationsbedeckung zunimmt.

Liegt der Fokus auf den Beweidungsfrequenzen wird bei Beweidungsintensitätszunahme im Mittel eine Abnahme der Vegetationsbedeckung beobachtet. Dieser Trend ist besonders deutlich von 5 bis $20 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$. Die Stärke der Vegetationsabnahme nimmt mit steigender Beweidungsfrequenz zu. Bei sehr starker Beweidung von 40 und $80 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ stellt sich eine spezifische beweidungsfrequenzabhängige Saturation ein. Die Vegetationsbedeckung bewegt sich im feuchtmediterranen Klima nach jeweiliger Beweidungsintensität und -frequenz zwischen 3 - 71 %.

Ein erweitertes Modell der Varianzanalyse der in Abbildung 12 und 13 enthaltenen Ergebnisse enthält neben den Faktoren Klima, Habitat und Beweidungsintensität (Tab. 11)

zusätzlich den Faktor Beweidungsfrequenz. Mit Hilfe dieser Analyse können auch die in Abbildung 14 enthaltenen Ergebnisse statistisch bestätigt werden. Neben dem Einfluss des Klimas, des Habitats und der Beweidungsintensität weisen die Beweidungsfrequenz sowie alle Interaktionen untereinander hohe Signifikanzen auf (alle P -Werte $< 0,001$).

3.5 Erosion in den Klimagebieten arid bis feuchtmediterrän

Die Abbildungen zur Erosion enthalten aus Gründen der Übersichtlichkeit den Median der jeweiligen Datenmatrix sowie die Quartile eins bis drei. Bei der gewählten fraktalen Landschaft ergeben sich sehr heterogene Flächen. Durch die Verwendung der Formel zur Transportrate können dabei sehr starke Wasserströmungen entstehen. Diese starken Strömungen führen zu z.T. sehr hohen Erosionsereignissen. Die Fehlerbalken und Ausreißer sind deshalb sehr lang und in den Abbildungen nicht enthalten. In die statistische Auswertung fließen jedoch alle Werte ein.

Die blauen Linien in den Abbildungen zur Erosionsbeschreibung spiegeln die Nulllinie wider, welche den Übergang von Erosion und Deposition verdeutlichen soll. An der gegebenen Stelle herrscht entweder keine Erosion vor oder Erosion und Deposition heben sich auf.

3.5.1 Erosion in den Klimagebieten mit räumlicher Differenzierung

In diesem Abschnitt wird die Erosion, angegeben in $\frac{t}{ha \cdot a}$, auf mehreren räumlichen Skalen für alle fünf Klimagebiete ohne Beweidung betrachtet (Abb. 15). Auf der maximal möglichen Skala der Landschaftsebene von 2,25 ha, bei der alle vier Habitattypen enthalten sind, ist zu erkennen, dass der Median der Erosion im jeweiligen Klimagebiet bei etwa $0 \frac{t}{ha \cdot a}$ liegt. Mit zunehmender Wasserverfügbarkeit in den einzelnen Klimagebieten steigt die Variabilität der Erosion und Deposition. Dabei ist zu beobachten, dass in den trockeneren Klimaten die Erosion eine höhere Variabilität aufweist als die Deposition. Im Feuchtmediterrän treten Erosion und Deposition sehr gleichverteilt auf. Die Erosion reicht von $0,03 \frac{t}{ha \cdot a}$ (maximaler Wert des ersten Quartils) im Ariden bis hin zu $0,27 \frac{t}{ha \cdot a}$ im feuchtmediterränen Klima. Eine Anova mit dem Faktor Klima zeigt, dass die Erosion in allen Klimagebieten als nicht signifikant verschieden eingestuft werden kann (Tab. 12).

Das erodierte und deponierte Sediment wird im Weiteren in einem kleineren räumlichen Zusammenhang in Form der Habitats dokumentiert (Abb. 15). Jedes Habitat hat eine räumliche Ausdehnung von 0,5625 ha. Die Hänge haben dabei jeweils eine Hanglänge von 375 m. Es ist ersichtlich, dass im Habitat Plateau im Mittel keine oder nur eine geringe Erosion vorzufinden ist. Dies trifft auf alle Klimagebiete zu. Im Wadi ist neben sehr geringer Erosion auch Deposition festzustellen. Der Median allerdings dokumentiert keine Erosion. Hingegen weisen die Hänge Süd- und Nordhang im Mittel Erosion auf. Dabei besitzen die Hänge eine hohe Erosionsvariabilität. Das Quartil drei beinhaltet jeweils Werte,

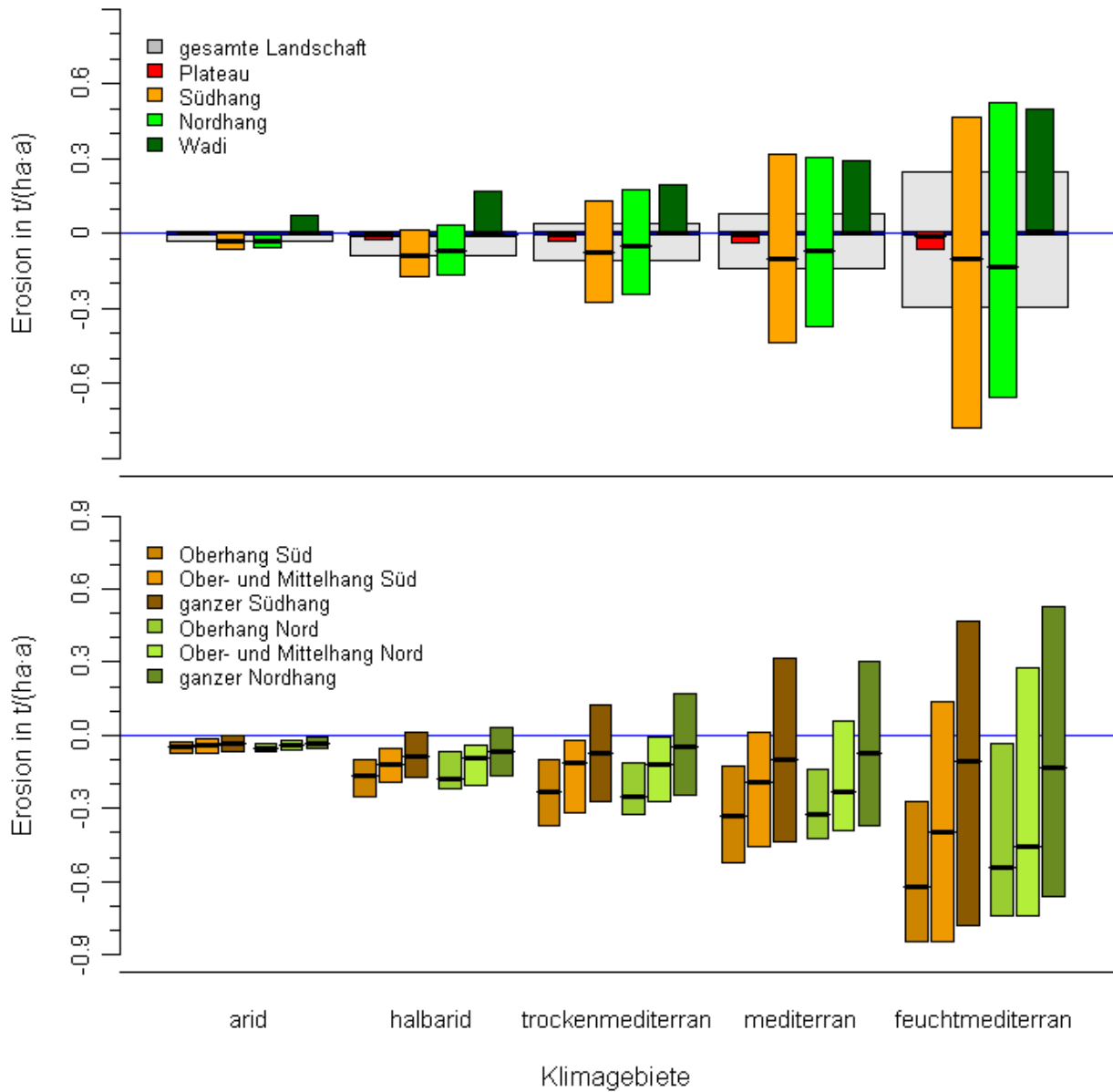


Abbildung 15: Erosion in $\frac{t}{ha-a}$ auf verschiedenen räumlichen Skalen im Landschafts-, Habitat- und Hangbezug für alle fünf Klimagebiete ohne Störung durch Beweidung. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten eines spezifischen Habitats bzw. Raumbezuges.

die auf Deposition und Erosion verweisen. Die Erosionsrate ist in jedem Klimagebiet am Südhang größer als am Nordhang. Dieser Trend ist im feuchtmediterranen Klimagebiet schwächer ausgeprägt. Die absolute Menge an Erosion und Deposition in einem Habitat nimmt mit zunehmender Wasserverfügbarkeit und demzufolge mit höherer Niederschlagsmenge zu. Beispielsweise zeigt sich an den Zahlenwerten des Südhanges, dass die Erosion beim maximalen Wert des ersten Quartils von $0,07 \frac{t}{ha \cdot a}$ arid bis hin zu $0,76 \frac{t}{ha \cdot a}$ feuchtmediterran reicht. Das verdeutlicht, dass die Klimagebiete einen großen Einfluss auf die Menge des transportierten Sediments haben. Eine Erweiterung der Anova mit dem Faktor Habitat verdeutlicht, dass die Stärke der Erosion vom Habitattyp und der Interaktion Klima - Habitat abhängt. Der Faktor Klima hat auf die Erosion keinen Einfluss. Untersucht man den Einfluss des Nord- und Südhanges separat für jedes Klimagebiet zeigen sich keine Unterschiede.

Tabelle 12: P-Werte zur Erklärung von Erosion auf verschiedenen räumlichen Skalen aus einer jeweiligen Anova bei verschiedenen Parametern aus 30-jähriger Simulation ohne Störung durch Beweidung.

Erosion [$\frac{t}{ha \cdot a}$] auf verschiedener Ebene	P - Werte aus der Anova einzelner Faktoren und Interaktionen		
	K	H	K×H
<i>Landschaftsebene</i>	1,0	—	—
<i>Landschaftsebene</i>	1,0	< 0,001	0,0153
<i>ganzer Hang</i>	0,5544	0,7449	0,9997
$\frac{2}{3}$ <i>Hang</i>	< 0,001	0,2407	0,9468
$\frac{1}{3}$ <i>Hang</i>	< 0,001	0,1083	0,6310

Legende: K = Klimagebiet; H = Habitat bzw. Hangtyp; × = Interaktion; — = nicht betrachtet

Eine weitere räumliche Unterteilung wird in Form einer Hangunterteilung in drei Abschnittgrößen vorgenommen (Abb. 15). Dabei wird der Hang im oberen, im oberen und mittleren Drittel sowie als Ganzes untersucht. Vor allem Hanglänge und Lage werden hierbei genauer analysiert.

Die kleinste betrachtete Raumeinheit des Süd- und Nordhanges hat im Mittel die größte Erosion zu verzeichnen. Bei zwei Drittel der Hangfläche ist zu erkennen, dass mit Zunahme der Hanglänge die Erosion im Mittel geringer ist als am Oberhang. Ab dem Klimagebiet mediterran setzt teilweise auch Deposition ein. Auf der Skala des gesamten Hanges ist die mittlere Erosion im jeweiligen Klimagebiet geringer als auf den feiner aufgelösten Skalen. Depositionsereignisse treten häufiger auf. Der Südhang und auch die Teilhänge des Südhanges haben, im Vergleich zum Nordhang und seiner Teilhänge, höhere Erosionsraten zu verzeichnen. Mit zunehmender Wasserverfügbarkeit und Niederschlagsmenge nimmt die Erosion am Teilhang und Hang jeweils zu, wobei auch die Variabilität stark ansteigt.

Die Teilhangflächen Nord und Süd werden jeweils mit einer Anova unter Einbezug der Faktoren Hangtyp und Klimagebiet untersucht. Je kleiner die Betrachtungseinheit der Landschaft wird, desto eher lässt sich ein Zusammenhang zwischen der Landschaft, dem Klima und der Erosion finden. Die Effekte der Hangtypen Nord- und Südhang weisen keinen statistischen Unterschied auf. Bei der Untersuchung der Erosion vor dem Hintergrund der unterschiedlichen Lage zeigt sich deutlich, dass eine geringere Flächengröße für Erosionsangaben geeigneter ist. Auf kleiner Raumskala wurde die Erklärungskraft des Faktors Klima bezüglich der Erosion statistisch nachgewiesen (Tab. 12).

3.5.2 Erosionsentwicklung bei Störungen durch Beweidung in den verschiedenen Klimagebieten

Die Erosionserscheinungen sind, wie anhand Abbildung 15 deutlich geworden ist, besonders gut an den Hängen zu beobachten. Deshalb werden für die Betrachtung der Erosion und Störung durch Beweidung die Habitate Nord- und Südhang herangezogen (Abb. 16). Die Erosion steigt im Mittel für jeden Hang und spezifischer Beweidungsintensität mit zunehmender Wasserverfügbarkeit und der damit verbundenen zunehmenden Niederschlagsmenge an. Besonders deutlich wird dies ab einer Beweidungsintensität von $20 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$. Der Trend zunehmender Erosion bei steigender Beweidungsintensität trifft für jedes Klimagebiet zu.

Tabelle 13: *P*-Werte zur Erklärung der Erosion aus Anova bei verschiedenen Parametern aus 30-jähriger Simulation mit Störung durch Beweidung

betrachtete Variable	P - Werte aus der Anova der einzelnen Faktoren und ihrer Interaktionen						
	K	B	H	B×K	B×H	K×H	K×B×H
<i>Erosion</i> [$\frac{kg}{ha \cdot a}$]	1,0	1,0	< 0,001	1,0	< 0,001	< 0,001	0,0038

Legende: K = Klimagebiet; B = Beweidungsintensität; H = Habitat; × = Interaktion

Ab einer für jedes Klimagebiet spezifischen Beweidungsintensität setzt gewissermaßen eine Sättigung der Erosion ein. Diese ist im mediterranen und feuchtmediterranen Klima ab $40 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ auszumachen. Die Stärke der Erosionszunahme bei einem Anstieg der Beweidungsintensität ist in feuchten Klimagebieten höher als in trockeneren. Der Vergleich zwischen Nord- und Südhang offenbart, dass die absoluten Sedimentbewegungen am Südhang für die einzelnen Störungsintensitäten und Klimagebiete meist höher ausfallen. Ab einer Beweidungsintensität von $20 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ ist am Südhang für die verschiedenen Klimagebiete nahezu ausnahmslos Erosion zu beobachten. Dieses Verhalten setzt beim Nordhang erst bei etwa $40 \frac{GVE}{km^2 \cdot a}$ ein.

Statistisch kann der Trend der zunehmenden Erosion bei steigender Besatzdichte mit Hilfe einer Anova bestätigt werden (Tab. 13). Für die Erklärung der Erosion werden im

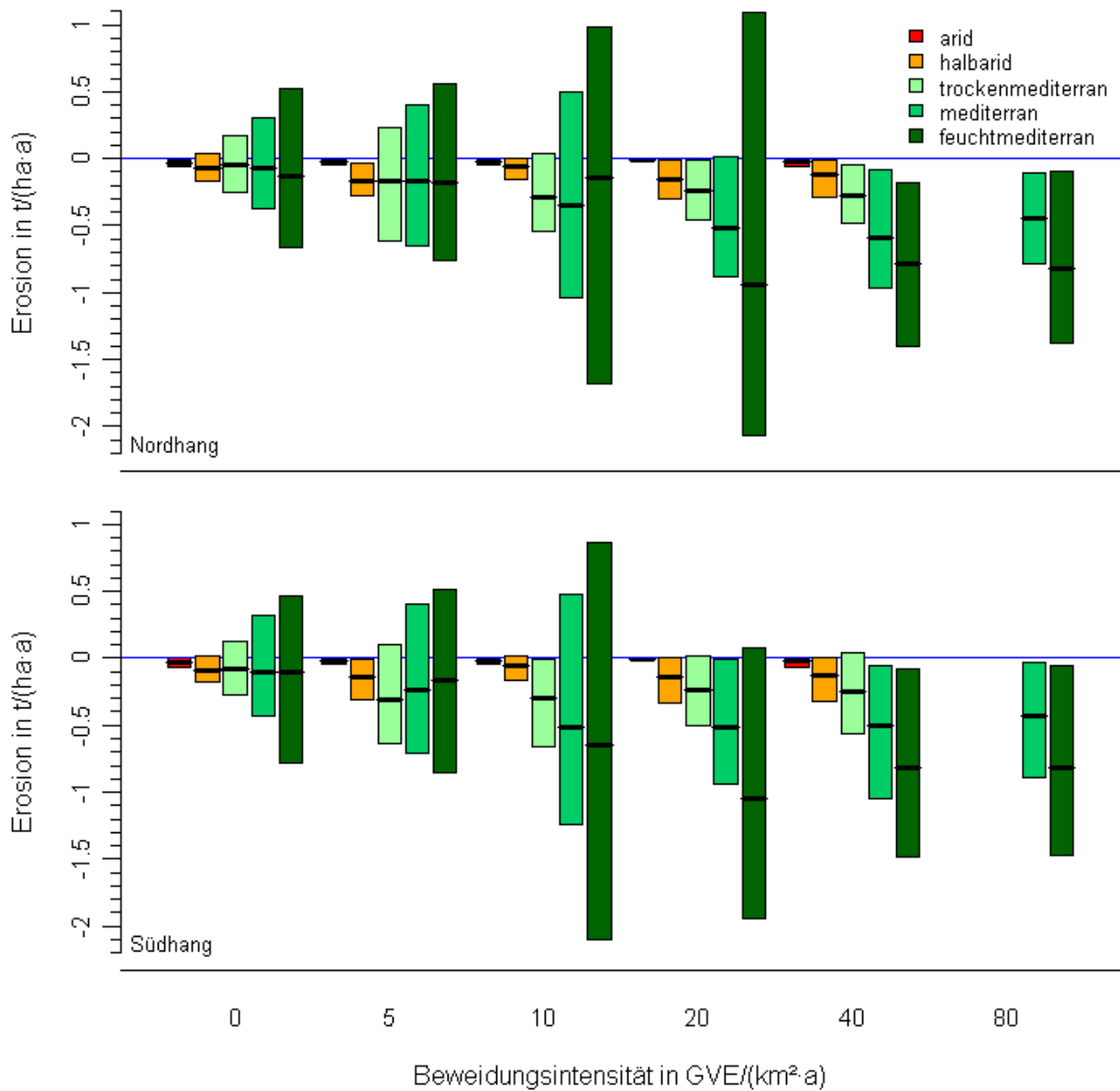


Abbildung 16: Erosion in $\frac{t}{ha \cdot a}$ am Nord- und Südhang für die verschiedenen Klimagebiete bei steigender Beweidungsintensität in $\frac{GVE}{km^2 \cdot a}$. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten einer spezifischen Klimaregion.

Modell die Faktoren Klima, Habitat und Beweidungsintensität betrachtet. Es zeigt sich, dass die Faktoren Klima und Beweidungsintensität allein keinen Einfluss auf die Erosionsstärke haben. Die Interaktion Klima - Beweidungsintensität weist ebenfalls keine Signifikanz auf, da die Erosion in den verschiedenen Landschaften auf großen Skalen stets nahe Null liegt (Abb. 15). Die Erosion der Habitate ist sehr unterschiedlich. Erst das Einbeziehen der Interaktion der einzelnen Habitate zeigt im Mittel auf, dass die Erosion mit der Beweidungsintensität ansteigt. Die Interaktion Beweidungsintensität - Klimagebiet - Habitat zeigt deutlich auf, dass die Erosion und die Änderung der Beweidungsintensität miteinander korrelieren ($P = 0,0038$).

3.5.3 Zusammenhang von Erosion und Vegetation

Inwieweit die Vegetationsbedeckung mit der Sedimentbewegung in Zusammenhang steht, soll mit Abbildung 17 verdeutlicht werden. In dieser Abbildung sind beispielhaft die Daten des Nordhanges dargestellt, da Erosionsereignisse im Zusammenhang mit Oberflächenabfluss an Hängen größere Ausmaße annehmen können und dadurch Vegetations - Erosions - Beziehungen klarer ersichtlich sind.

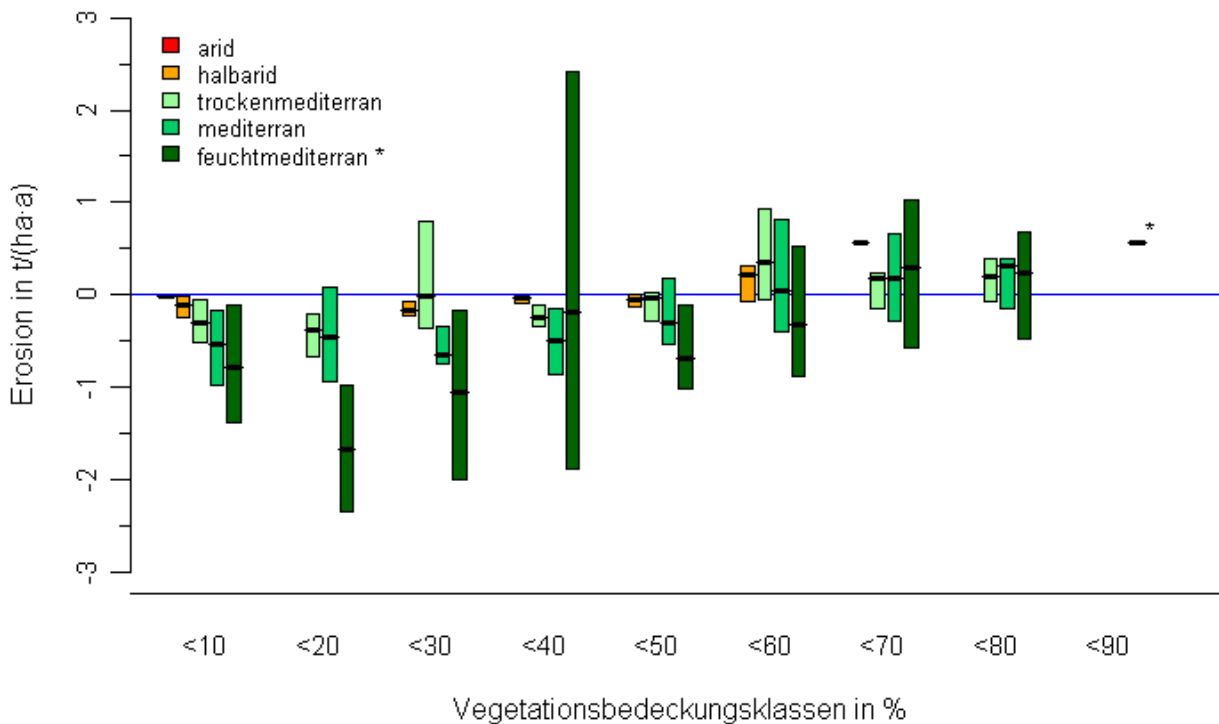


Abbildung 17: Erosion in $\frac{t}{ha \cdot a}$ am Nordhang für die verschiedenen Klimagebiete bei verschiedenen Vegetationsbedeckungsklassen. Die Vegetationsbedeckung wird in zehn mögliche Bedeckungsklassen eingeteilt, welche von < 10 % Bedeckung in 10 % Schritten bis zu ≥ 90 % reichen. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle des Hanges bei allen Beweidungsintensitätsszenarien dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten einer spezifischen Klimaregion.

Je Klimagebiet nimmt die Erosion von geringer zu hoher Vegetationsbedeckung spezifisch ab (Abb. 17). Deposition ist quantitativ ab der Vegetationsbedeckungsklasse $\geq 50\%$ und $< 60\%$ zu erfassen, ab welcher sich der Median der Erosionsdaten jedes Klimagebietes, außer dem des feuchtmediterranen, im positiven Wertebereich befindet. Im feuchtmediterranen Klima überwiegen Depositionsereignisse ab der Vegetationsbedeckungsklasse $\geq 60\%$ und $< 70\%$. Die absoluten Sedimentbewegungen nehmen mit steigenden Jahresniederschlägen zu und es ist die Tendenz zu erkennen, dass bei gleicher Vegetationsbedeckungsklasse die Gebiete mit höheren Jahresniederschlägen mehr Erosion zu verzeichnen haben als die trockeneren Gebiete.

Die Faktoren Vegetationsbedeckungsklasse, Klima und Habitat werden auf den Einfluss der Erosionsrate mit Hilfe einer Anova näher untersucht. Dabei zeigen sich ab einer jeweiligen Zweifachinteraktion der Faktoren Signifikanzen auf. Es kann statistisch bestätigt werden, dass der Faktor Vegetationsbedeckungsklasse einen starken Einfluss auf die Erosion ausübt ($P < 0,001$). Die übrigen Faktoren und jeweiligen Zweifachinteraktionen weisen ebenfalls P -Werte $< 0,001$ auf.

3.5.4 Erosion auf verschiedenen Böden

Bei der Erosionssimulation mit Hilfe von Sedimenttransportraten geht als wichtigster Bodenparameter der mittlere Korndurchmesser ein. Die Böden der mediterranen Gebiete können tonigen bis kiesigen Charakter besitzen. Aus diesem Grund werden fünf verschiedene Bodentypen mit unterschiedlichem Korndurchmesser definiert und untersucht. Dieser Durchmesser reicht abgestuft in Zehnerpotenzen von 2,0 mm bis 0,0002 mm. Die Tabelle 6 auf Seite 19 zeigt den Zusammenhang, welcher zwischen Korndurchmesser und Bodentypbezeichnung besteht. Der mittlere Korndurchmesser beschreibt unterschiedliche Bodentexturen.

In den Klimagebieten arid, trockenmediterran und feuchtmediterran werden für die einzelnen Habitate die Erosionsdynamiken der fünf Bodentypen mit unterschiedlichen mittleren Korndurchmesser untersucht (Abb. 18). Wie in Abschnitt 3.5.1 beschrieben, kann beobachtet werden, dass innerhalb der Bodentypen die absoluten Erosions- und Depositionsraten vom ariden zum feuchtmediterranen Klima im jeweiligen Habitat spezifisch zunehmen.

Der Vergleich der unterschiedlichen Böden in Form des Korndurchmessers zeigt deutlich, dass größere Durchmesser im Bereich von Grobsand bis Feinschluff (2,0 - 0,02 mm) stärker vom oberflächlich strömenden Wasser transportiert werden, als Grob- bis Feinton (0,002 - 0,0002 mm). Je kleiner der Korndurchmesser wird, desto höher fallen die absoluten Sedimenttransportraten aus (Abb. 18). Im Bereich des Feinschluffes (0,002 bis 0,0063 mm) kehrt sich der Trend um. Je kleiner der Durchmesser ab dem Niveau des Feinschluffes wird, desto geringer fällt die absolute Transportrate des Sediments und somit die Erosion aus.

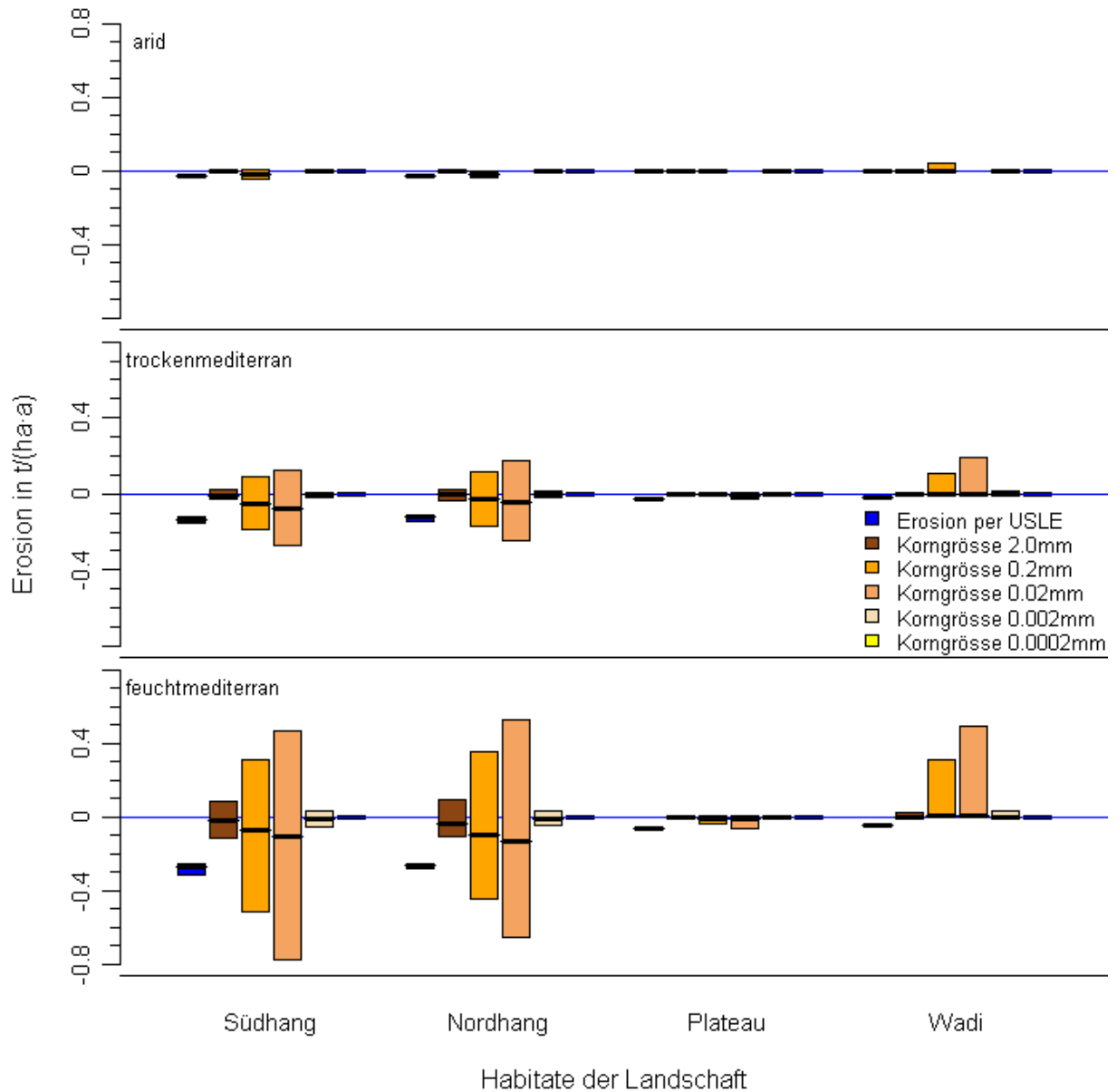


Abbildung 18: Erosion in den vier Habitaten beim ariden, trockenmediterranen und feuchtmediterranen Klima und jeweils fünf verschiedenen Bodentypen mit unterschiedlichem mittleren Korndurchmesser von 2,0 mm bis 0,0002 mm. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30 Simulationsjahre pro Zelle dar. Die rotbraun abgestuft farbigen Boxen stehen jeweils für einen Bodentyp. Die blauen Boxen repräsentieren die Erosionsberechnung mit Hilfe der USLE.

Diese vom Boden abhängigen unterschiedlichen Sedimenttransportraten treten in allen Habitaten und Klimagebieten auf.

Tabelle 14: P-Werte zur Erklärung von Erosion bei verschiedenen Böden durch unterschiedliche Textur. Die verwendeten Parameter stammen aus einer jeweiligen 30-jährigen Simulation ohne Störung durch Beweidung.

Erosion in $\frac{t}{ha \cdot a}$ im Vergleich von	P - Werte aus der Anova einzelner Faktoren und ihrer Interaktionen						
	K	H	B	K×H	K×B	H×B	K×H×B
<i>allen Böden ohne USLE</i>	0,9498	< 0,001	< 0,001	< 0,001	0,9999	< 0,001	0,0096
<i>allen Böden mit USLE</i>	0,9515	< 0,001	< 0,001	< 0,001	0,9999	< 0,001	0,0055
<i>Böden (0,2 - 1,0 mm) mit USLE</i>	1,0	< 0,001	1,0	< 0,001	—	< 0,001	—

Legende: K = Klimagebiet; H = Habitat; B = Bodentextur; × = Interaktion; — = nicht betrachtet

Mit Hilfe einer Anova wird statistisch untersucht, ob die Bodentextur (hier: mittlerer Korndurchmesser) des Bodens Unterschiede im Erosionsverhalten besitzt (Tab. 14). Die Faktoren Klima, Habitat und Bodentextur sind hinsichtlich der Erosion betrachtet worden. Es zeigt sich, dass der Faktor Bodentextur allein und in allen Interaktionen zu unterschiedlichem Erosionsverhalten führt. Lediglich zwischen der Interaktion der Bodentextur und des Klimas scheinen keine Unterschiede zu existieren. Dabei ist zu beachten, dass bei einer Interaktion zwischen Bodentextur und Klima die Daten der gesamten Landschaft mit einbezogen wurden, welche im Mittel keine Erosion voraussagen.

3.5.5 Vergleich der berechneten Erosion mit der USLE gegenüber der Transportrate nach van Rijn

In Abbildung 18 ist neben den verschiedenen Bodentypen in Form des mittleren Korndurchmessers auch ein Vergleich zur USLE hergestellt. Dafür wurde ein typischer Boden der mediterranen Gebiete gewählt (Tab. 5 S. 18). Im Mittel ähnelt die Erosion berechnet aus der USLE stark der der Bodentypen mit den Korndurchmessern 0,2 und 0,02 mm (Abb. 18). Die Variabilität der Erosion ist bei der USLE für die Klimagebiete und Habitate stets geringer ausgeprägt als die der Bodentypen mit den mittleren Korndurchmessern 0,2 und 0,02 mm (Abb. 18).

Ein Vergleich aller Bodentypen des mittleren Korndurchmessers sowie des Standardbodens der USLE macht deutlich, dass der Faktor Bodentextur sehr unterschiedliche Erosionen zur Folge hat (Tab. 14). Die Erosionen der Böden mit den Korndurchmessern 0,2 und 0,02 mm werden mit der Erosion des Bodens verglichen, welcher für die Anwendung der USLE benutzt wurde. In der Anova zeigt sich, dass die Erosion der Böden untereinander sehr ähnlich ist und nur die Interaktion Habitat - Bodentextur Unterschiede aufweist (Tab. 14).

3.5.6 Erosion bei verschiedenen Beweidungsstrategien in den jeweiligen Klimagebieten

In diesem Abschnitt wird die Erosionsentwicklung bei Störungen durch Beweidung am Nordhang unter Einfluss von vier Beweidungsfrequenzen, die von jährlich bis vierteljährlich reichen, untersucht (Abb. 19). Der Vergleich, der für die einzelnen Beweidungsintensitäten und in den Klimagebieten auftretenden Erosion, zeigt, dass die Erosion von arid zu feuchtmediterran zunimmt. Mit steigender Beweidungsintensität in einem Klimagebiet und einer Beweidungsfrequenz wird im Ariden und Trockenmediterranen keine Änderung des Erosionsverhaltens nachgewiesen. Im feuchtmediterranen Klima kann man erkennen, dass die Erosion mit steigender Beweidungsintensität im Durchschnitt leicht zunimmt. Die Beweidungsfrequenzen hingegen spielen bei der absoluten Erosion keine Rolle, die Werte für die einzelnen Klimagebiete und Beweidungsintensitäten liegen im Mittel sehr nahe beieinander.

Durch eine Anova wird der Einfluss der Beweidungsfrequenz auf den Sedimenttransport näher untersucht. Aus einem maximalen Modell wird mit Hilfe der „*stepwise backward model selection* - Methode“ ein minimales adäquates Modell gewählt. Das minimale Modell hat die folgende Form:

$$Erosion \Leftarrow (Klima \cdot Beweidungsintensitaet \cdot Beweidungsfrequenz \cdot Habitat)^2 + Klima \times Beweidungsintensitaet \times Habitat$$

Legende: \cdot = alle möglichen Kombinationen an Interaktionen; $()^n$ = Interaktion bis n-ter Ordnung; \times = Interaktion; $+$ = hinzufügen von weiteren Interaktionskombinationen

Das minimale Modell zeigt, dass die Beweidungsfrequenz auch statistisch gesehen keinen Einfluss auf die Erosion hat. Die auftretenden Erosionsraten werden durch den Faktor Habitat, welcher alle vier Habitattypen enthält, und seine Interaktionen erklärt (Tab. 15).

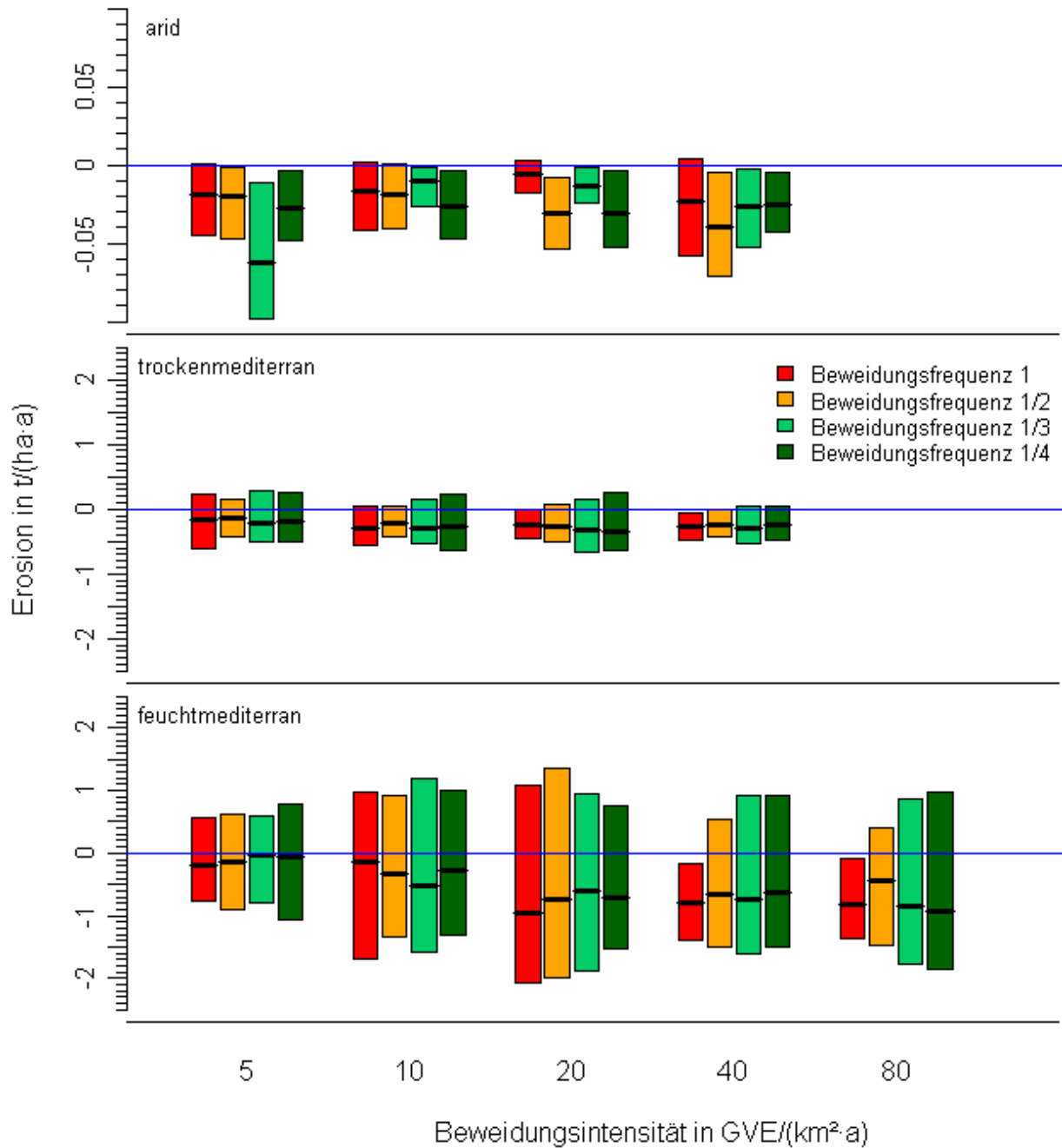


Abbildung 19: Erosion am Nordhang mit steigender Beweidungsintensität im ariden, trockenmediterranen und feuchtmediterranen Klima bei jeweils vier verschiedenen Beweidungsfrequenzen. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30 Simulationsjahre pro Zelle dar. Die farbigen Boxen stehen jeweils für eine Beweidungsfrequenz.

Tabelle 15: P-Werte des minimalen Modells zur Erklärung von Erosion bei verschiedenen Beweidungsintensitäten und -frequenzen aus einer Anova bei verschiedenen Parametern aus 30-jähriger Simulation.

betrachtete Variable	P - Werte aus der Anova einzelner Faktoren und ihrer Interaktionen										
	K	B	M	H	K×B	K×M	B×M	K×H	B×H	M×H	K×B×H
Erosion [$\frac{kg}{ha \cdot a}$]	1,0	1,0	1,0	<0,001	1,0	1,0	1,0	<0,001	<0,001	0,875	<0,001

Legende: K = Klimagebiet; B = Beweidungsintensität; M = Beweidungsfrequenz/Management; H = Habitat; × = Interaktion

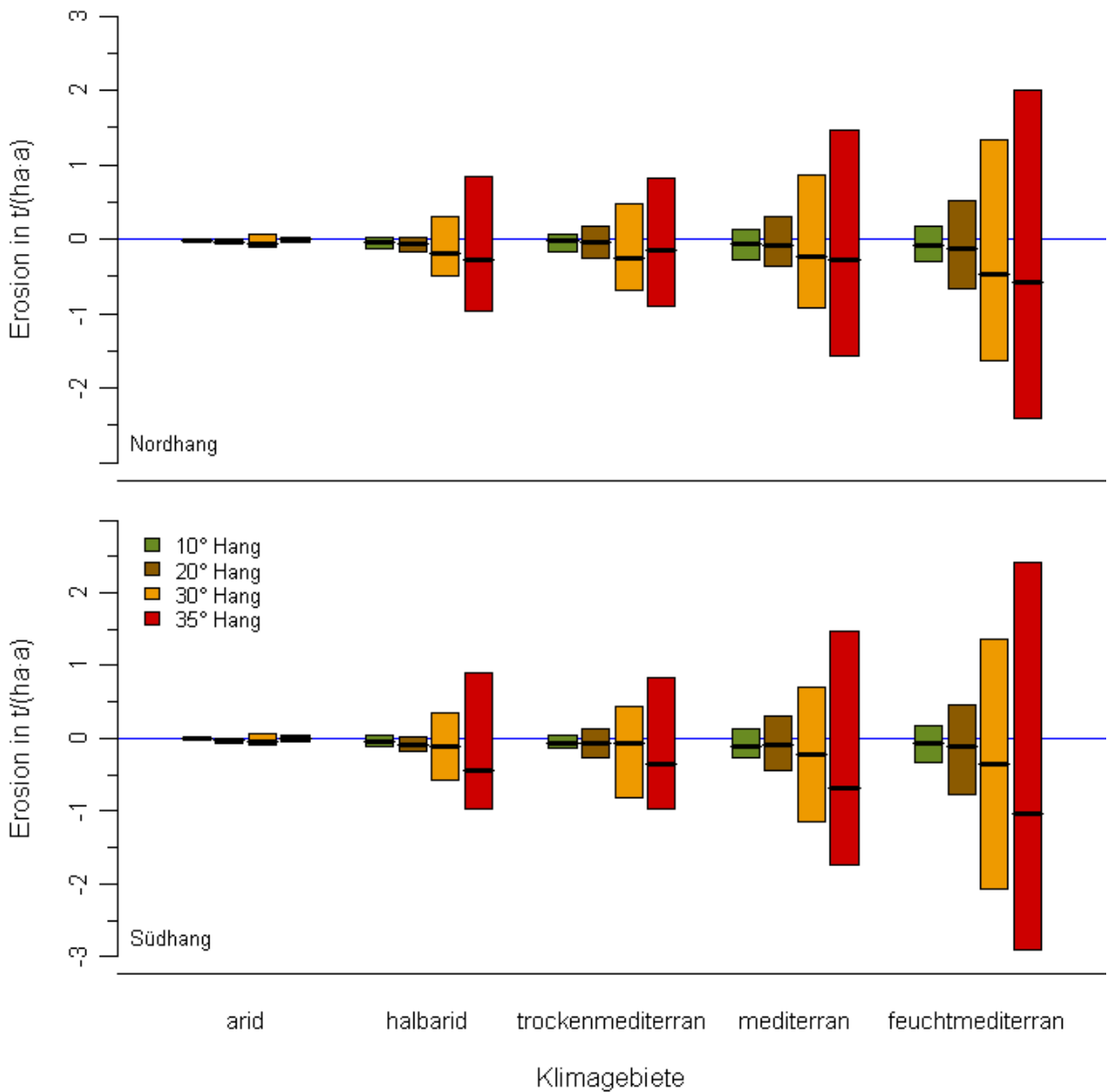


Abbildung 20: Erosion in $\frac{t}{ha \cdot a}$ am Nord- und Südhang bei verschiedenen Hangneigungen für die fünf Klimagebiete. Die Werte stellen Mittelwerte über die 30-jährige Simulationszeit pro Zelle dar. Die farbigen Boxen beinhalten jeweils die Daten einer spezifischen Hangneigung.

3.5.7 Erosion auf Hängen mit unterschiedlicher Neigung

Im Folgenden wird näher auf den Zusammenhang Erosion und Hangneigung eingegangen. Abbildung 20 enthält für alle Klimagebiete jeweils die Erosion am Nord- und Südhang bei den Hangneigungen 10, 20, 30 und 35°. Für den Zusammenhang Erosion und Hangneigung werden Störungen durch Beweidung ausgeschlossen. Es wird eine sich erhöhende, durchschnittliche Erosion sowie deren Variabilität bei zunehmender Hangneigung verzeichnet. Dies gilt für alle betrachteten Klimagebiete und Hangtypen. Des Weiteren nimmt die Erosion von arid zu feuchtmediterran zu. Der Trend, dass die mittlere Erosion sowie die Variabilität des Sedimenttransportes im jeweiligen Klimagebiet beim Südhang höher sind als am Nordhang, kann auch für die verschiedenen Hangneigungen bestätigt werden.

Mit Hilfe einer Anova, bei der nur die Hanghabitats betrachtet werden, wird die anscheinende Tendenz, dass mit steigender Hangneigung die Erosion zunimmt, statistisch nicht bestätigt. Das minimale statistische Modell für die Erklärung der Erosion bei verschiedenen Hangneigungen lässt keinen Einfluss der beiden Faktoren Hangneigung ($P = 0,4835$) und Klima ($P = 0,3439$) erkennen.

4 Diskussion

In dieser Studie wurde der Einfluss von Klima, Störungen durch Beweidung und Feuer auf die Vegetationsentwicklung mediterraner Gebiete untersucht. Als weitere Einflussgrößen der Erosion wurden Hangneigung und Bodentyp mit berücksichtigt. In einem gitterbasierten Modell wurden mittels physikalischer und empirischer hydrologischer Gleichungen Wasserdynamiken simuliert. Da Wasser im betrachteten mediterranen Raum die Erosions- und Vegetationsentwicklung maßgeblich beeinflusst.

Die in dieser Arbeit zu beantwortenden Fragen lauteten:

- Wie ändern sich Vegetationsmuster entlang eines Klimagradienten?
- Welche Rolle spielen dabei Störungen, die durch Beweidung und Feuer verursacht wurden?
- Inwieweit ist die Erosion vom Klima, Störungen durch Beweidung und Feuer, sowie der Vegetationsbedeckung abhängig?
- Ist die Erosion skalenabhängig?
- Was für ein Zusammenhang besteht zwischen der Hangneigung und der Erosion?
- Weisen verschiedene Bodentypen unterschiedliche Erosion auf?
- Kann die Erosion mittels der Transportraten des Oberbodens hinreichend abgeschätzt werden?
- Ist es möglich, trotz Beweidung bei spezifischen Beweidungsstrategien die Erosion zu verringern und die Vegetation zu bewahren?

4.1 Vegetationsmuster in den Klimagebieten

Die Ausprägung der Vegetationsbedeckung korrelierte stark mit den Jahresniederschlägen (Abb. 11 S. 49). Die Analyse der drei Wiederholungsläufe (Abschn. 3.3 S. 47) machte deutlich, dass jede Wiederholung, trotz 30-jähriger Mittelwertvergleiche, unterschiedliche Ergebnisse produziert. Da in jedem Simulationslauf stochastische Niederschlagsereignisse verwendet wurden, erscheinen die 30 Jahre Simulationszeit aus statistischer Sicht nicht als ausreichend. Aus Zeitgründen war es nicht möglich, die Simulationszeit und die Anzahl an Wiederholungen in dieser Studie zu erhöhen. Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse für die Vegetationsentwicklung konnte somit im Modell nicht bekräftigt werden. Zudem wäre es für weitere Untersuchungen von Vorteil, die Quellen der Stochastizität besser zu unterscheiden. Dies wäre beispielsweise durch eine Verwendung einer Jahresniederschlagsmatrix möglich.

Mit Hilfe des Modells ließen sich Vegetationsmuster abbilden (Abb. 12 S. 52), wie sie typischerweise in mediterranen Ländern beobachtet werden können (Cerdea u. a., 1995; Cerdea, 1998b,c,a; Henkin u. a., 1998; Sternberg und Shoshany, 2001a,b; Puigdefábregas, 2005). Ganz allgemein bedeutet das, dass die Vegetationsbedeckung von trockeneren Regionen bzw. trockeneren Habitaten einer spezifischen Region geringer ausgeprägt war als in feuchteren Regionen oder feuchteren Habitaten einer Region (Abb. 12). Eine hohe Variabilität der Vegetationsbedeckung wurde vor allem in den Klimagebieten halbarid bis feuchtmediterran beobachtet (Abb. 12). Dies lässt auf einen klimaspezifischen Feuchtigkeitsgradienten in jeder Landschaft schließen, da in mediterranen Gebieten die Wasserverfügbarkeit für die Vegetationsentwicklung limitierend ist (Sampsona und Allenb, 1999; Nogues und Baker, 2000). Die quantitativ unterschiedliche Ausprägung der Vegetationsbedeckungen in den Landschaften wurde an den Hängen besonders deutlich (Abb. 12). Diese Flächen können auf Grund von Oberflächen- und Zwischenabflussdynamiken sehr heterogene Vegetationsbedeckungen aufweisen, wie bei Sternberg und Shoshany (2001b) empirisch deutlich dargestellt wird. Zusätzlich zur Vegetationsbedeckung variiert je nach Umweltbedingung auch die Vegetationszusammensetzung.

So zeigte im feuchtmediterranen Klima das Strauch- zu Krautverhältnis und die Vegetationsbedeckung einen leichten Einbruch der Strauchabundanz (Abb. 12). Die verbesserten Umweltbedingungen, verursacht durch eine erhöhte Wasserverfügbarkeit, ließen krautige Pflanzen trotz konkurrenzstarker Sträucher gut gedeihen. Im ariden Klimagebiet erwiesen sich die Sträucher als unangepasster gegenüber einjähriger Kräuter, der Faktor Wasser wirkte bei ihnen stark limitierend. Schlussfolgernd kann gesagt werden, dass Vegetationsbedeckung und Wasserverfügbarkeit positiv korrelieren.

4.2 Vegetationsentwicklung bei Störungen durch Beweidung und Feuer

Wie im Abschnitt 3.4.2 beschrieben ist (Abb. 13 S. 53), nahm die für die verschiedenen Klimagebiete maximal erreichbare Vegetationsbedeckung mit zunehmender Besatzdichte spezifisch stark ab. Dies wird auch in anderen Studien bestätigt (Carmel und Kadmon, 1999; Svoray u. a., 2003; Wilcox u. a., 2003). Der Anteil an offenem Boden steigt dementsprechend mit zunehmender Viehbesatzdichte an (Provenza und Launchbaugh, 1999; Yassoglou und Kosmas, 2000). Weiterhin wurde im Modell gezeigt, dass sich die Variabilität des Strauch- zu Krautverhältnisses mit zunehmender Besatzdichte verringerte und sich das Strauch- zu Krautverhältnis zu Gunsten der Kräuter verschob (Abb. 13).

Die Vegetation feuchterer Gebiete war gegenüber Störungen durch Beweidung toleranter als in trockeneren Klimagebieten (Abb. 13). Dabei ist aber zu beachten, dass sich auch dort das Strauch- zu Krautverhältnis änderte. Bei hohem Beweidungsdruck vollzieht sich eine Dominanzverschiebung hin zu schlecht fressbaren Pflanzen, dies kann man ebenfalls als eine negative Folge interpretieren (Perevolotsky und Haimov, 1992; Provenza und Launchbaugh, 1999; Yassoglou und Kosmas, 2000). Diese Artverschiebung wird auch als eine ökonomische Desertifikation bezeichnet, weil die Flächennutzungseffizienz stark herabgesetzt wird. Die ökonomische Desertifikation konnte in der Studie allerdings auf Grund der geringen Auflösung (2 Vegetationsklassen) nicht mit erfasst werden. Im Hinblick auf eine weitere Untersuchung stellt dies jedoch einen interessanten Ansatz dar.

Die Modellergebnisse sagten aus, dass sich hohe Besatzdichten stärker negativ auf die Strauchvegetation auswirken als auf krautige Pflanzen. Diese Beobachtung kann so in der Realität nicht allgemein angetroffen werden. Wie in Bartolomé u. a. (1998) dargestellt, sind die Ernährungsgewohnheiten von Weidetieren sehr unterschiedlich (Papachristou und Nastis, 1993; Launchbaugh u. a., 1999). Der Algorithmus des für diese Studie verwendeten Modells ähnelt eher dem Verhalten der Ziegen, welche sich auch gut von Sträuchern ernähren können bzw. diese sogar sehr bevorzugen (Nastis, 1994; Kababya u. a., 1997). Untersuchungen der Verschiebung des pflanzlichen Artenspektrums bei Beweidung sollten daher dem Fressverhalten der Nutztiere unbedingt großen Wert beimessen.

Die Vegetation der mediterranen Gebiete ist an Störungen durch Feuer evolutiv sehr gut angepasst (Lloret u. a., 2003; Naveh und Carmel, 2003; Hawkes, 2004). In der Studie wurde ein empirisches Modell, welches die Feurdynamik mediterraner Gebiete beschreibt, nach Malamud u. a. (2005) zu Grunde gelegt. Bedingt durch die niedrige Frequenz und Größe hatte Feuer keinen Einfluss auf die Vegetationsbedeckung auf der von der Studie betrachteten räumlichen Skala (Abschn. 3.1 Abb. 5 S. 38). Feuer in hoher Frequenz oder in einer großen Ausbreitung können schädigend auf die Vegetation wirken (Andreu u. a., 1995; Vilà u. a., 2001; Hawkes, 2004). Dies war jedoch in der Studie auf Grund der Annahme von natürlich auftretenden Feuern (nach Malamud u. a. (1998)) nicht der Fall.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich mittlere und hohe Beweidung klimaspezifisch negativ auf die Vegetation auswirkten. An- oder Abwesenheit von Feuer hat im mediterranen Klima gemäß der Studie keinen unterscheidbaren Einfluss auf die Vegetation.

4.3 Ein Ausblick zur Artenvielfalt

Die höchste Artenvielfalt ist in heterogenen Landschaften zu finden, in denen der Faktor Wasser sehr unterschiedlich wirkt und Umwelttoleranzen sehr breit ausgeschöpft werden können (Boeken, 1995; Sternberg und Shoshany, 2001b). Untersuchungen zur Artenvielfalt wurden im Modell nicht direkt vorgenommen. Die Klimagebiete halbarid und trocken-mediterran sind auf Grund der beschriebenen Variabilitäten der Vegetationsdaten aus biologischer Sicht jedoch als besonders interessant einzuschätzen. Denn dort wurde eine maximale Vielfalt an Pflanzenklassenabundanzen vorgefunden, auf welche die hohe Variabilität des Strauch- zu Krautverhältnisses und die Variabilität der Vegetationsbedeckung hinweist (Abb. 12 S. 52). Auch die Hänge stellen in den verschiedenen Klimagebieten sehr wertvolle Habitate dar, was wiederum eine Interpretation der hohen Variabilität der Vegetationsdaten ist. An den Hängen traten eine Vielzahl Wasserabflussdynamiken und damit verbunden Feuchtigkeitsgradienten auf. Somit entstanden viele ökologische Nischen, die von der Vegetation besetzt werden konnten. Die Gefahr eines hohen Artenverlustes und der Vegetationsbedeckung besteht vor allem im Übergang vom semiariden zum ariden Klima (Schlesinger u. a., 1990). Diesen Bereichen sollte bei wissenschaftlichen Untersuchungen und wirtschaftlicher Nutzung eine übergeordnete Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Die allgemeine negative Korrelation der Vegetationsbedeckung zur Besatzdichte, sowie die Verschiebung und Abnahme der Strauch- zu Krautzusammensetzung bedeutet im Modell einen Biomasseverlust und in der Realität zusätzlich einen Biodiversitätsverlust (George u. a., 1992; Perevolotsky und Haimov, 1992; Cerda u. a., 1998; Henkin u. a., 1998; Weber u. a., 1998; Yassoglou und Kosmas, 2000; Naveh und Carmel, 2003; Hawkes, 2004). Hingegen sind Störungen und Artenvielfalt nicht immer negativ korreliert. Die im Modell verwendete Feuerfrequenz und -größe ist, auf Grund ihrer moderaten Störwirkung, eher als positiv einzustufen. Es werden Störstellen geschaffen, auf welchen die pflanzliche Sukzession neu beginnen kann, die konkurrenzschwachen Initialarten eine Chance haben und insgesamt die Artenvielfalt der gesamten Landschaft auf einem hohen Niveau erhalten bleibt (Boeken, 1995; Cerda, 1998b; Lloret u. a., 2003).

Im Modell wurden keine Diversitätsuntersuchungen durchgeführt. Alle in diesem Abschnitt gemachten Aussagen zitieren entweder Literatur oder sind freie Interpretation der Ergebnisse. Es ist zu bemerken, dass dem wichtigen Aspekt Biodiversität auch in theoretischen Untersuchungen mehr Platz eingeräumt werden sollte.

4.4 Erosion in Abhängigkeit von Klima, Beweidung, Feuer und Vegetationsbedeckung

Wie in Abbildung 15 auf Seite 58 zu erkennen ist, bestätigte die Untersuchung, dass die Erosion mit steigenden Jahresniederschlägen wächst (Kosmas, 1997; Uson und Ramos, 2001; Wilcox u. a., 2003). Die hohe Variabilität der Erosion deutete darauf hin, dass die Sedimentbewegungen vom ariden zum feuchtmediterranen Klima zunehmen (Lavee u. a., 1998; Wilcox u. a., 2003). Die absolute Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis stieg von arid zu feuchtmediterran ebenfalls an (Abb. 9 S. 44). Daraus resultierend ist die Wahrscheinlichkeit, dass es zum Oberflächenabfluss kommen kann, in den feuchteren Klimagebieten höher als in den trockeneren. Empirische Untersuchungen zum Abflussgeschehen bestätigen diese Beobachtung (Bergkamp, 1998; Uson und Ramos, 2001; Wilcox u. a., 2003). Die Erosionsstärke in Form von Erosions- bzw. Depositionsmenge korreliert positiv mit der Niederschlagsmenge pro Niederschlagsereignis (Torri u. a., 1987; Cerda, 1997; Kosmas, 1997; Bergkamp, 1998; Romero-Diaaz, 1999; Uson und Ramos, 2001; Ros u. a., 2003; Wilcox u. a., 2003; Puigdefábregas, 2005). Dies wurde in der Studie mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse ebenfalls bestätigt (Abb. 7 S. 41). Aride Gebiete, die meist durch einen ausgeprägten offenen Boden charakterisiert sind, tendieren zu starken Oberflächenabfluss bei heftigen Niederschlagsereignissen (Ros u. a., 2003; Wilcox u. a., 2003; Mahe, 2005). Da die Wahrscheinlichkeit dieser starken Niederschlagsereignisse in ariden Klimaten recht gering ist, fielen die Nettosedimentfrachten der Bodenoberfläche dort trotzdem geringer aus als in den von Vegetation bedeckten feuchteren Gebieten (Abb. 15 S. 58).

Viele Felduntersuchungen, die sich mit der Abschätzung von Erosion durch Oberflächenabfluss befassen, wenden Regensimulationen an (Imeson, 1992; Cerda u. a., 1998; Cerda, 1998a). Für eine realistische Abschätzung der Sedimentfracht sollte stets der Bezug auf das regionale Klima hergestellt werden (Abb. 9). Wirklichkeitsnahe Erosionsabschätzungen lassen sich sinnvoll herleiten, wenn die Intensität der Niederschläge auf einer bestimmten Fläche variiert wird (Kosmas, 1997). Hingegen bringt ausschließliche Verwendung von standardisierten Berechnungssimulationen ohne Fokus auf die bestehende natürliche Variabilität des Klimas die Gefahr von Über- bzw. Unterschätzungen.

Starke Beweidung in mediterranen Gebieten führte besonders auf Hanglagen zu einem Anstieg der Erosion (Abschn. 3.5.2 Abb. 16 S. 61). Dieses Phänomen ist in den feuchteren Klimagebieten deutlich zu beobachten (Lavee u. a., 1998). Der dortige Verlust der schützenden Vegetationsdecke führt zu starken Abflussprozessen (Imeson, 1992; Lavee u. a., 1998; Cammeraat und Imeson, 1999; Wilcox u. a., 2003; Mahe, 2005). Das abfließende Wasser trägt verstärkt Sediment von höheren Lagen hin zu lokalen Senken (Romero-Diaaz, 1999; Wilcox u. a., 2003). Dadurch nahm neben der steigenden absoluten Erosion auch die Variabilität der Erosion am Hang zu (Abb. 16). Bei hohen Besatzdichten können Sedimentdepositionen am Hang völlig ausbleiben. Diese unter Umständen mächtigen

Sedimentbewegungen gelangen dann bis tief ins Tal (im Modell ins Habitat Wadi; siehe Abb. 15 und 18) oder in die Flüsse hinein. An den Hängen sind in der Natur dann Rillen bis Gräben (*Gullies*) zu beobachten, die durch Erosion verursacht wurden. Hingegen war im ariden Klimagebiet keine Korrelation von Besatzdichte und Erosion zu erkennen (Abb. 16). Bei hohen Besatzdichten ist die absolute Änderung der ohnehin geringen Vegetationsbedeckung so gering, dass die vorherrschende Erosionsrate davon nicht beeinflusst wird (Boer und Puigdefábregas, 2005).

Feuerereignisse und Erosion sind positiv korreliert und stellen laut Mouillot u. a. (2002) eine große Störung der Vegetation und des Bodens der mediterranen Gebiete dar (Cerda u. a., 1995). Durch Feuer wird viel Freifläche geschaffen, die den wirkenden physikalischen Kräften schutzlos ausgeliefert ist (Cerda, 1998a). Solche empirisch gewonnenen Aussagen konnten mit dem in der Studie verwendeten Simulationsmodell nicht erfasst werden. In Abbildungen 7 und 8 ist das 90 % Konfidenzintervall des Faktors Feuer (Parameter 2; siehe Legende Abb. 7 S. 41) ersichtlich. Feuer schien offensichtlich keinen Einfluss auf die Erosion zu haben. Es ist jedoch ein schwacher Trend an den Hängen zu erkennen, dass die Erosion bei Vorhandensein von Feuern zunahm. Im Wadi ist diese Tendenz geringer ausgeprägt. Wegen den im Modell vorrangig kleinflächig auftretenden Feuern konnte sich kein starker Oberflächenabfluss bilden und deshalb war auch die Erosion kaum erhöht. Im Folgejahr des Feuers können kleine gestörte Flächen von der Vegetation schnell wieder besiedelt werden (Lasanta und Cerda, 2005). Genau dies geschah auch im Modell. Die negativen Effekte von Feuer auf die Erosion blieben deshalb sehr gering. Wenn sich jedoch auf Grund ändernder Umweltbedingungen die Feuerausbruchswahrscheinlichkeit und auch die absolute Feuergröße erhöht, dann kann Feuer auch im Modell einen negativen Einfluss auf die Vegetation und den Boden haben, was vermehrte Erosion zur Folge hat, wie auch in weiteren Studien belegt wird (Pinol u. a., 1998; Wilcox u. a., 2003).

Hinsichtlich der Vegetationsbedeckung und der Erosion am Hang wurde deutlich, dass sich mit zunehmender Vegetationsbedeckung die Erosion verringert und die Deposition ansteigt (Abb. 17 S. 62). Ähnliches wird auch im Freiland der mediterranen Gebiete beobachtet (Andreu u. a., 1995; Cerda, 1998c; Romero-Diaaz, 1999; Breshears u. a., 2003; Wilcox u. a., 2003). Die am Nordhang meist höhere Vegetationsbedeckung lässt die Erosion geringer ausfallen als am Südhang (Agassi und Ben-Hur, 1992; Cerda u. a., 1995). Auf vegetationsbedeckten Flächen erhöht sich die Infiltrationsrate und die effektive Bodenrauigkeit steigt ebenfalls an (Abrahams und Parsons, 1991; Imeson, 1992; Bergkamp, 1998; Cerda u. a., 1998; Cerda, 1998a; Lavee u. a., 1998; Leonard und Andrieux, 1998; Cammeraat und Imeson, 1999). Die zu Grunde liegenden Mechanismen für die höhere Infiltration sind das Abbremsen des abfließenden Wassers und die gesteigerte Bodenaktivität der Zoomasse durch die Vegetation (Lavee u. a., 1998; Puigdefábregas, 2005). Die Vegetation wirkt auch als Sedimentfalle. Vor allem die im abfließenden Wasser befindlichen größeren Partikel sedimentieren in pflanzenbestandenen Bereichen ab. Die Fläche an der

Deposition vorherrscht nimmt mit steigender Vegetationsbedeckung zu. Zwar wurde dies in der Studie beobachtet, allerdings aus Kapazitätsgründen nicht weiter ausgewertet.

Die Ergebnisse der Untersuchung zur Erosion stellen keine Absolutwerte dar. Sie geben eher einen Eindruck, wie sich das Erosionsverhalten durch verschiedene Umgebungsparameter beeinflussen lässt. Primär von Interesse ist in dieser Studie die mittlere Erosionsrate. Hingegen erschwert die vorhandene Variabilität der Erosion, bedingt durch die Einbeziehung aller Zellen am Hang allgemeingültige Aussagen (wie Abb. 16).

Mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse wurde deutlich gezeigt, dass die Intensität der einzelnen Niederschläge der ursächliche Faktor für das Auftreten von Erosion ist (Abb. 7; Wilcox u. a., 2003). Im Gegensatz dazu ist als der zentrale Faktor für die Vegetationsentwicklung die Jahresniederschlagsmenge auszumachen. Da es sich bei den Niederschlagsereignissen um eine natürliche Einflussgröße handelt ist es schwer möglich, diese abzuschwächen oder anderweitig zu umgehen, ohne einen hohen finanziellen Aufwand zu betreiben, wie es etwa in Israel mit der künstlichen Wolkenbildung und Beregnung durch Anwendung von Silberjodidbomben und -raketen praktiziert wird. Gerade der Vegetation gilt besonderes Interesse. Sie wurde in der Sensitivitätsanalyse nicht direkt betrachtet. Aber die Infiltrationsrate und die Bodenrauigkeit stellen jeweils eine Funktion der Vegetationsbedeckung dar (Cerdea, 1998a). Die Infiltrationsrate, welche auch in der Sensitivitätsanalyse untersucht wurde, ist der wichtigste Gegenspieler für intensive Niederschlagsereignisse. Neben der direkten Förderung der Infiltrationsrate durch die Vegetation existiert eine indirekte durch verstärkte Ansiedlung von Zoomasse, was mit einer gesteigerten Makroinfiltration einhergeht (Lavee u. a., 1998; Leonard und Andrieux, 1998; Ringersma und Sikking, 2001). In der Studie wurde gezeigt, dass bei einer Erhöhung der Infiltrationsrate die Erosion vermindert wird. Die Parameterkombination 2 und 4 (Tab. 9 S. 35), welche die Parameter Infiltrationsrate und mittlere Jahresniederschlagsanzahl im konträren Zusammenhang untersucht, macht deutlich, dass sich durch eine Erhöhung der Infiltrationsrate geringere Erosionsraten ergaben. Bei der Parameterkombination 6 und 8 sind Infiltrationsrate sowie mittlere Jahresniederschlagsanzahl erhöht worden. Diese Parameterkombination erzielte die mit Abstand geringste Erosion (Abb. 4). Somit sind häufige moderate Niederschläge und eine hohe Infiltrationsrate die besten Voraussetzungen für eine geringe Erosion. Daher ergibt sich eine effektive und günstige Möglichkeit, die Erosionsraten auf ein moderates Niveau zu beschränken. Auf den Vegetationsgradienten zwischen den Klimagebieten arid bis hin zu feuchtmediterran bezogen lässt sich feststellen, dass die Vegetation mit ihrer zunehmenden Bodenbedeckung zwar erosionsmindernd wirkte, die dadurch erzielten höheren Infiltrationsraten die enorme Wirkung von starken Einzelniederschlagsereignissen jedoch nicht kompensieren konnten.

Des Weiteren übt eine hohe Vegetationsbedeckung auch Schutz gegenüber sonstiger starker physikalischer Krafteinwirkung aus. Der Einfluss der erosiven Faktoren Wind, Regentropfenaufprall und Oberflächenabfluss wird durch eine hohe Vegetationsbedeckung

vermindert (Abrahams und Parsons, 1991; Cerda, 1997; Breshears u. a., 2003; Pardini u. a., 2004; Vermeire u. a., 2005). Dies ist gerade in den feuchteren Gebieten von großer Wichtigkeit, da dort die Wahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen recht hoch und der Oberboden somit einem hohen Erosionspotential ausgesetzt ist (Abb. 9).

Feuerschutzmanagements sind demgegenüber unökonomischer und als wenig Erfolg versprechend zu erachten, da Feuer, wie bereits festgestellt wurde, keine so große Effekte auf die Erosion hatten. Um angemessene Erosionsabschätzungen durchzuführen ist es unbedingt notwendig, Erosion über einen längeren Zeitraum zu dokumentieren, da gerade die starken aber seltenen Niederschlagsereignisse für die Sedimentverlagerung verantwortlich sind. Nur durch langjährige Mittelwertstudien können Über- und Unterschätzungen der Erosionsangaben vermieden und generelle Trends der spezifischen Gebiete dargestellt werden.

4.5 Erosion auf verschiedenen räumlichen Skalen

Die mittlere Erosionsrate ist sehr stark von der betrachteten Skala abhängig (Wilcox u. a., 2003). Es wurde gezeigt, dass die Erosion auf Landschaftsebene, was bei dieser Studie 2,25 ha entspricht, im Mittel Null ist (Abb. 15 S. 58). Erosion und Deposition haben sich über die Landschaft gemittelt aufgehoben. Nur die mit dem mittleren Jahresniederschlag steigende hohe Variabilität der Erosion ließ auf dieser großen Skala erkennen, dass Sedimentverlagerungen auftraten. Die mittlere Erosion fiel bei separater Betrachtung der vier Habitate des Simulationsmodells entweder positiv oder negativ aus. Die Habitatflächen sind jeweils etwas über 0,5 ha groß und wiesen am Plateau, Süd- und Nordhang vorwiegend Erosion auf. Das Wadi hatte im Mittel Deposition zu verzeichnen. Die Unterteilung der Hänge in Teilhänge, erbringt im Mittel für kurze Abflussstrecken höhere Erosionsraten als für längere (Abb. 15, Cerda (1998c)). Die mittlere Erosionsrate nahm mit zunehmender Abflussstrecke und damit verbunden wachsenden räumlichen Bezug, ab.

Ist die Betrachtungsebene nur eine einzige Gitterzelle, können die Sedimentverlagerungen sehr unterschiedlich sein. Je nachdem, an welcher Position sich die Zelle in der Landschaft befindet und wie der Einfluss der Nachbarzellen ist, können Erosion oder Deposition auftreten. Einzelne Untersuchungsflächen können im landschaftsbezug Sedimentquellen oder -senken darstellen. Um im Feld eine sichere Erosionsvorhersage treffen zu können, sollten mehrere Untersuchungsflächen der Landschaft oder des Habitats stichprobenartig begutachtet werden.

Im Modell wurde gezeigt, dass mit grobauflösenderer Betrachtungsskala eine starke Abnahme der beobachteten Erosion einherging, wie es auch in Wilcox u. a. (2003) beschrieben ist. Welche Skala nötig und sinnvoll ist, um abzuschätzen wie gravierend Erosion wirkt, ist von den Umweltgegebenheiten und der Fragestellung abhängig (Puigdefábregas, 2005). Bei unangemessenen räumlichen Bezug tendieren Erosionsvorhersagen sonst schnell zu Über- oder Unterschätzungen.

4.6 Erosion und Hangneigung

Die mittlere Erosion am Hang nahm mit der Hangneigung stark zu (Abb. 20 S. 68). Auch ihre Variabilität der Erosion und Deposition stieg mit der Hangneigung. Dies ist durch das schneller abfließende Oberflächenwasser zurückzuführen, welches bei steilen Abfluss energiereicher ist und Arbeit am Oberboden verrichten kann. Steile Hänge sind besonders gefährdet Sediment durch Oberflächenabfluss zu verlieren (Cerdea, 1998c; Arhonditsis u. a., 2002; Boer und Puigdefábregas, 2005; Wu und Wang, 2007). In der vorliegenden Arbeit wurde diese Aussage durch den Vergleich des Erosionsverhaltens vom Süd- und Nordhang bestätigt (Abb. 15, 16, 18 und 20). Gerade in steilen Gebieten sollten unnötige Störungen vermieden werden, um die Vegetationsbedeckung auf einem klimaspezifischen maximalen Niveau zu erhalten. Nur eine ausreichende Vegetationsbedeckung kann den Oberboden stabilisieren und die Erosion auf ein Minimum reduzieren (Abb. 17, Agassi und Ben-Hur; 1992). Eine weitere Möglichkeit wäre, die Abflusslänge zu verkürzen, indem man Terrassen anlegt. Dies ist aber recht kostspielig und sollte als Notmaßnahme betrachtet werden.

4.7 Erosion bei verschiedenen Bodentypen

Die Erosionsraten fallen bei verschiedenen Bodentypen stark unterschiedlich aus (Cerdea, 1996). Dabei wurde in der Studie dargestellt (Abb. 18 S. 64), dass aus Feinsand bis Mittelschluff (0,2 - 0,02 mm) bestehende Böden die höchsten Erosionsraten zu verzeichnen haben. Dieses Phänomen, das mittlere Korndurchmessergrößen am stärksten zu Erosion neigen, wird im Hjulström-Diagramm ebenfalls verdeutlicht (Hjulström, 1935). Kleinere und größere Körnungen des Oberbodens sind weniger sensitiv für Erosionserscheinungen durch Oberflächenabfluss. Die Kraft des abfließenden Wassers reicht bei größeren Körnungen im sandigen bis kiesigen Bereich ($< 0,2$ mm) kaum aus, um das schwere Sediment zu bewegen. Schluffe und Tone scheinen auf Grund ihres geringen Flächenwiderstandes kaum bewegt zu werden. Aride Gebiete weisen meist sehr kleine Korndurchmesser auf, somit ist hier ein natürlicher Schutzmechanismus vor Erosion durch Oberflächenabfluss gegeben (Lavee u. a., 1998).

In der Studie wurde ein sehr starker Abfall der Erosionsrate zwischen den Korngrößen 0,02 und 0,002 mm beschrieben, wie er nach Hjulström (1935) nicht zu beobachten ist. Zu erklären ist dies durch die verwendeten hydrologischen Transportmodelle. Das Modell nach van Rijn ist für Sedimente mit Korngrößen von 0,2 bis 2,0 mm validiert worden (de la Motte, 2000; Winter, 2001). So können im Bereich feinerer Sedimente Erosionsberechnungen zu Fehlschlüssen führen. Jedoch stellen in mediterranen Gebieten gerade Feinsande und Schluffe den dominierenden Teil der Bodentypen dar (Cerdea, 1998b; Leonard und Andrieux, 1998). Also kann das Transportmodell nach van Rijn für eine Erosionsberechnung im Mediterranen als ausreichend erachtet werden. Dennoch sollten für Erosionsberechnungen durch Oberflächenabfluss auf sehr fein strukturierten Böden weitere

Transportexperimente mit kleineren Korndurchmessern durchgeführt werden, um Parameter zu kalkulieren, die das Transportmodell besser anzupassen vermögen. So kann der vorher beobachtete Trend, dass kleine Korngrößen kaum transportiert werden, eventuell auch mit der Formel nach van Rijn bestätigt werden.

4.8 Einfluss von Beweidungsstrategien auf Vegetation und Erosion

In der Studie wurde deutlich das bei jährlicher oder seltenerer Beweidung eines Flächenabschnittes die Vegetationsbedeckung auf Landschaftsebene auf einem höheren Niveau erhalten werden kann (Abb. 14 S. 55). Die in der Studie benutzte Koppelhaltung schonte die Vegetation in den unbeweideten Koppeln für einen gewissen Zeitraum. Das Prinzip der räumlichen und zeitlichen Trennung der Beweidung zum Schutz der Vegetation wird in diversen Feldstudien berücksichtigt (le Houérou und Hoste, 1977; Dahl u. a., 1997; Hanselka u. a., 2000; Umberger, 2000; Naveh und Carmel, 2003; Manske, 2004). Die eingeschränkte Beweidungsfläche erfährt durch die Weidetiere einen entsprechend höheren Beweidungsdruck (Provenza und Launchbaugh, 1999) und die Vegetation somit punktuell stärkere Schädigung. Zur Regeneration steht allerdings ein längerer Zeitraum zur Verfügung (Henkin u. a., 1998; Carmel und Kadmon, 1999; Naveh und Carmel, 2003). Dieses Prinzip der Koppelhaltung entspricht in Ansätzen dem des nomadischen Herdentriebes (van Veen, 1995; Beckmann, 1996). Es ist zu erwarten, dass sich durch diese zeitlich ausgeprägtere Trennung von Störungsereignissen eine hohe Artenvielfalt erhalten lässt (George u. a., 1992; Svoray u. a., 2003). Dies konnte jedoch im Modell auf Grund der dort getätigten vereinfachten Annahmen nicht näher untersucht werden.

Abweichend zeigte die Studie, dass Koppelhaltung als Beweidungsstrategie scheinbar keinen Einfluss auf die Erosionsraten hat (Abb. 19 S. 67). Für die Koppeln, die verschiedene Beweidung erfuhren, unterschieden sich die Erosionsraten im Mittel nicht. Dies lag daran, weil die Erosionsraten sehr heterogen in einer Koppel auftraten. In der aktuell beweideten Koppel ist die Erosionsrate durch das noch bestehende starke Vegetationsdefizit sehr hoch (Cerdeja u. a., 1998; Yassoglou und Kosmas, 2000; Naveh und Carmel, 2003). Mit sinkender Beweidungsfrequenz und der damit verbundenen steigenden Vegetationsbedeckung nimmt die Erosion wieder ab (Provenza und Launchbaugh, 1999). Diese Aussagen über das Erosionsverhalten werden mit dem Modell prinzipiell bestätigt, wurden aber in der vorliegenden Studie nicht näher untersucht.

Die Koppelhaltung wirkt folglich nicht erosionshemmend und kann bei starker Übernutzung sogar mehr Risiken mit sich bringen. Eine Möglichkeit, Bodenverluste trotz hoher wirtschaftlicher Nutzung zu verringern, ist damit nicht gegeben. Erst moderater und niedriger Beweidungsdruck, wie er im feuchtmediterranen Klima bei $5 \frac{GVE}{km \cdot a}$ zu beobachten ist (Abschn. 3.5.6 S. 66), ließ die Erosionsraten tatsächlich vermindert ausfallen (Abb. 19).

Dieses Beispiel umreißt eher eine nachhaltige Beweidungsform kombiniert mit einer nachhaltigen Besatzdichte an Weidetieren (Launchbaugh u. a., 1999) und muss regional einer ökonomischen Begutachtung standhalten (Hanselka u. a., 2000). Zusätzlicher Erosionsschutz kann erreicht werden, wenn zwischen den verschiedenen Koppeln aus der Nutzung genommene Randstreifen angelegt werden (Provenza und Launchbaugh, 1999). Somit können Samenausbreitung und Kolonisierung von Pflanzen die Regeneration der Koppeln steigern und sich im Randstreifenbereich transportierte Sedimente des abfließenden Wassers ablagern.

4.9 Güte des Modells und zukünftige Anwendbarkeit

Für die Erosions- und Vegetationsentwicklung wurden Daten verglichen, die das arithmetische Mittel über 30 Simulationsjahre pro Zelle darstellen. Dies wurde praktiziert, da die jährlichen Schwankungen im mediterranen Klima sehr hoch sind (Sasse, 2004) und eine Erosions- und Vegetationsentwicklung dadurch schwer abzuschätzen ist (Abb. 10 S. 45). Für eine allgemeine Trendentwicklung, die für mediterrane Gebiete ein Grundverständnis liefern soll, ist somit die mittlere jährliche Erosion von besonderem Interesse (Romero-Diaaz, 1999). Die Studie soll statt exakter Absolutwerte lediglich Erosions- und Vegetationsmuster bei bestimmten Umweltbedingungen illustrieren.

Auf Grund der begrenzten Bearbeitungszeit war eine Validierung des Modells nicht möglich. Jedoch zeigten die mit Hilfe des Simulationsmodells ermittelten Erosionsraten der verschiedenen Habitate jeweils in den fünf Klimagebieten gute Übereinstimmung mit Literaturdaten (Andreu u. a., 1995; Kosmas, 1997; Cerda, 1998c; Romero-Diaaz, 1999; Breshears u. a., 2003; Ros u. a., 2003; Wilcox u. a., 2003; Tsara u. a., 2005).

Auch ein Vergleich des verwendeten Transportmodells mit der USLE machte deutlich, dass die Erosionsraten hohe Ähnlichkeiten aufweisen und vergleichbar sind (Abb. 18 S. 64). Ein Vorteil der Erosionsberechnung durch das Transportmodell ist, dass man recht gute Ergebnisse erzielt, obwohl im Vergleich mit der USLE die Parameter reduziert und stark vereinfacht sind (Abb. 18).

Die Sensitivitätsanalyse hatte gezeigt, dass für eine ausreichende Erosionsabschätzung vor allem die Faktoren Einzelniederschlag, Infiltration und zum Teil auch die Bodenrauigkeit genügen (Abb. 7 S. 41). Dies bedeutet für die praktische Arbeit, dass die Datenaufnahme gerade bezüglich dieser drei Parameter sehr genau erfolgen sollte. Die weiteren im Modell verwendeten Parameter wiesen eine höhere Robustheit auf und können mit standardisierten Werten versehen werden. Für eine Erosionsberechnung mit Hilfe des Modells sind Informationen über Hangneigung, Klima, Vegetationszusammensetzung und -bedeckung sowie über den Boden hinreichend, sofern die verwendeten Messstationen detaillierte Niederschlagsinformationen ermöglichen. In Folge dessen könnte man in der Praxis eine kostensparende Methode für Erosionsabschätzungen durchführen. Detaillierte

Bodenuntersuchungen können durch einfache Feldexperimente, die zur benötigten Parameterbestimmung für die Erosionsberechnung dienen, ersetzt werden. Ein weiterer Vorteil gegenüber der Anwendung der USLE wird durch die ereignisbasierte Berechnung der Erosion erreicht, womit im Modell interannuelle Dynamiken mit erfasst werden können. Ein Nachteil stellt allerdings die intensive Rechenzeit der Computer dar. Bei der Anwendung der Transportrate zur Erosionsberechnung ist im Vergleich zur USLE ein Mehrwert enthalten. Mit der USLE kann man Erosion für die jeweilig betrachtete Flächeneinheit kalkulieren, jedoch ist ein wirkliches Verfolgen der Sedimentbewegung in Raum und Zeit nicht möglich. Weil dies weitere Angaben der Transportrate aus der Hydrologie sind, kann bei ihrer Anwendung neben Erosion auch Deposition und Verlagerungsdistanz festgestellt werden.

Die gewonnenen Simulationsergebnisse zur Erosion sollen vorrangig auf Ebene von Mittelwerten Veranschaulichungen zur Fragestellung liefern. Die hohe Variabilität der Erosion der verschiedenen Habitattypen ist eine nützliche Nebeninformation, sollte aber auf Grund des theoretischen Ansatzes mit Vorsicht behandelt werden. Großflächige Erosionsabschätzungen im Feld geben eher mittlere Erosionsraten an. Wird die Variabilität mit herangezogen, kann ein Eindruck gewonnen werden, wie unterschiedlich sich die Erosion auf kleinen einzelnen Untersuchungsflächen verhält. Schlussfolgernd, kann im Feldexperiment die Anzahl der benötigten Stichproben zur Erosionsberechnung bestimmt werden. Die Variabilität der Erosionsrate weist außerdem auf die Heterogenität der Landschaftsoberfläche hin.

In dieser Studie konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe eines gitterbasierten Modells Vegetation und Erosion recht gut beschrieben werden können. Damit ist der Erosionsprozess, der einen wichtigen Faktor bei der Desertifikation ausmacht (Kosmas, 1997), für zukünftige Studien und auch für den angewandten Naturschutz auf unkomplizierte Weise kalkulierbarer geworden. Vielleicht kann diese Untersuchung so einen Beitrag dazu leisten, global die Desertifikation mit einschränken zu helfen.

5 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde ein Modell mit einem gitterbasierten Ansatz entwickelt, um im Mittelmeerraum entlang eines Klimagradients Auswirkungen zu untersuchen, die Klima, Exposition, Hangneigung sowie Störungen durch Feuer und Beweidung auf die Vegetations- und Erosionsentwicklung besitzen.

Für die Fragestellung wurden Vegetationsalgorithmen nach Köchy (2006); Malkinson und Jeltsch (2007) benutzt. In dieser Studie wurden allgemeine Oberflächenprozesse, wie Wasser- und Sedimenttransport, die durch physikalische und empirische Modelle nach Manning, Shields, Strickler und van Rijn beschrieben worden sind (Maidment, 1993; Dyck und Peschke, 1995). Des Weiteren wurde ein Sedimentverlust mit Hilfe der USLE kalkuliert, um ein Vergleich zwischen verschiedenen Erosionsansätzen herzustellen (Wischmeier und Smith, 1978).

Die Vegetationsentwicklung und Erosion der mediterranen Gebiete konnte mit diesem Modell gut abgebildet werden. Für die Vegetation der verschiedenen Klimagebiete und Habitate erwiesen sich die Wasserverfügbarkeit und die Infiltrationsrate als maßgeblich. Die Erosion wurde vor allem durch einzelne heftige Niederschlagsereignisse beeinflusst. Dabei war vor allem am Hang und an steilen Neigungen ein hohes Erosionspotential gegeben. Störungen durch Beweidung wirkten negativ auf die Vegetation und verstärkten die Erosion. Feuer beeinflusste die Vegetations- und Erosionsentwicklung nur geringfügig und ist somit zu vernachlässigen. Verschiedene Böden mit unterschiedlichen Texturen wiesen ein sehr unterschiedliches Erosionsverhalten auf. Dabei wiesen mittlere Korndurchmesser des Oberbodens von 0,02 bis 0,2 mm die höchste Erosion auf. Die Vegetationsentwicklung wurde hingegen von der Bodentextur nicht beeinflusst. Der Vergleich der Erosion berechnet durch die USLE und den Transportratenansatz verdeutlichte, dass die mittlere Erosion sehr ähnlich ausfällt. Die USLE wies weniger Variabilität in der Erosion auf und benötigte zudem recht detaillierte Bodendaten.

Der Ansatz gerade für die Erosionsberechnung in Form der Transportrate nach van Rijn (van Rijn, 1993) zeigte ein gutes Vorhersagepotential auf. In sehr variablen Umwelten ist diese Methode gegenüber konservativen Erosionsmodellen zu bevorzugen, da interanuelle Dynamiken miteingefasst werden, wie der Vergleich mit der USLE in der Studie gezeigt hatte. Mit Hilfe des Ansatzes der Transportrate besteht die Möglichkeit, Vorhersagen über Erosion ökonomisch und effizient zu gestalten.

6 Danksagung

Ich danke allen, die mir geholfen haben, diese Arbeit zu vollbringen. Dabei bedanke ich mich besonders bei denjenigen Menschen, die mir auf fachlicher und menschlicher Ebene Unterstützung gegeben haben.

Als erstes möchte ich mich bei meinem Betreuer Martin Köchy für seine Geduld, die er mir während der Entwicklung der Arbeit entgegengebracht hat, bedanken. Des Weiteren auch für den großen wissenschaftlichen Freiraum, welchen er mir über die ganze Zeit eingeräumt hat sowie für seine persönlichen Anregungen und Hilfestellungen. Vielen Dank auch an die restlichen Mitglieder der Arbeitsgruppe Vegetationsökologie/Naturschutz besonders für die hilfreichen Gespräche, Ideen und aufmunternden Worte. Hiermit möchte ich mich bei Florian Jeltsch dafür bedanken, dass er diese große Arbeitsgruppe erfolgreich unter einem schönen Arbeitsklima zu leiten versteht. Ich möchte mich auch für die schöne Arbeitsatmosphäre im Diplomandenzimmer bedanken. Es war stets ein gesunder Mix aus Arbeits- und Freundschaftsverhältnis vorhanden.

Viele nützliche Hilfestellungen in der Programmieretechnik bekam ich von meiner Schwester Kerstin Mathaj. Dafür, dass sie immer ein offenes Ohr für meine Fragen hatte, bin ich ihr sehr dankbar. Christian Klotz danke ich besonders für seine kurzen und guten Hinweise in jedem Bereich der Logik. Das war mir oft eine große Hilfe. Für sprachliche und fachliche Hilfe in der Endphase bedanke ich mich bei Sabine Günther, Christian Hinnerichs, Thorsten Meene, Anna Plotzki und *Markus Zaplata*.

Außerhalb meiner Arbeitszeit stand mir mit Rat, Verständnis, grammatikalischer Hilfe und viel Liebe meine Freundin Christin Groth bei. Dafür tausend Küsse und vielen Dank. Auch meinen Eltern danke ich ganz besonders dafür, dass sie nicht an meinem Vorhaben, Biologie zu studieren, gezweifelt und mir stets Vertrauen entgegengebracht haben. Ohne sie wäre es mir nie möglich gewesen das Studium mit Erfolg abzuschließen. Thomas Ehrig, Dirk Lohmann sowie Markus Zaplata danke ich für die schönen und doch allzu oft süffigen Abende in der Anfangs- bis Endphase. Des Weiteren bedanke ich mich bei meinen Mitbewohnerinnen für die starken Nerven, die ablenkenden Abende und das schöne Wohnklima.

Ohne eure Hilfe hätte ich diese Arbeit nie zustande bekommen.

Vielen Dank!!!

Literatur

- [Abrahams und Parsons 1991] ABRAHAMS, A.D. ; PARSONS, A.J.: Relation between infiltration and stone cover on a semiarid hillslope, southern Arizona. In: *Journal of Hydrology* 122 (1991), S. 49–59
- [Agassi und Ben-Hur 1992] AGASSI, M. ; BEN-HUR, M.: Stabilizing steep slopes with soil conditioners and plants. In: *Soil Technology* 5 (1992), S. 249–256
- [Akkermann 2004] AKKERMAN, Matthias: *Beurteilung des Einflusses einer angepassten Ackernutzung auf den Hochwasserabfluss*, Universität Hannover, Dissertation, 2004
- [Allen 2003] ALLEN, Harriet D.: Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change. In: *Progress in Physical Geography* 27 (2003), S. 359–377
- [Andreu u. a. 1995] ANDREU, V. ; RUBIO, J.I. ; CERNI, R.: Effect of Mediterranean shrub on water erosion control. In: *Environmental Monitoring and Assessment* 37 (1995), Nr. 1-3, S. 5–15
- [Arhonditsis u. a. 2002] ARHONDITSIS, G. ; GIOURGA, C. ; LOUMOU, A. ; KOULOURI, M.: Quantitative assessment of agricultural runoff and soil erosion using mathematical modeling: applications in the Mediterranean region. In: *Environmental Management* 30 (2002), Sep, Nr. 3, S. 434–453
- [Austin u. a. 2004] AUSTIN, Amy T. ; YAHDJIAN, Laura ; STARK, John M. ; BELNAP, Jayne ; PORPORATO, Amilcare ; NORTON, Urszula ; RAVETTA, Damián A. ; SCHAEFFER, Sean M.: Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems. In: *Oecologia* 141 (2004), Oct, Nr. 2, S. 221–235
- [Bartolomé u. a. 1998] BARTOLOMÉ, J. ; FRANCH, J. ; PLAIXATS, J. ; SELIGMAN, N.G.: Diet selection by sheep and goats on Mediterranean heath-woodland range. In: *Journal of Range Management* 51 (1998), S. 383–391
- [Becker 2001] BECKER, Stefan: Calculation of direct solar and diffuse radiation in Israel. In: *International Journal of Climatology* 21 (2001), S. 1561–1576
- [Beckmann 1996] BECKMANN, Hubertus: *Transhumanz als angepaßte Nutzung einer mediterranen Gebirgsweide*. August 1996
- [Ben-Gai u. a. 1998] BEN-GAI, T. ; BITAN, A. ; MANES, A. ; ALPERT, P. ; S. RUBIN, S.: Spatial and temporal changes in rainfall frequency distribution patterns in Israel. In: *Theoretical and Applied Climatology* 61 (1998), S. 177–190
- [Bergkamp 1997] BERGKAMP, Ger: A hierarchical approach for desertification assessment / University of Amsterdam. Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam, The Netherlands, 1997. – Forschungsbericht
- [Bergkamp 1998] BERGKAMP, Ger: A hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and microtopography in semiarid shrublands. In: *Catena* 33 (1998), S. 201–220
- [Boeken 1995] BOEKEN, Bertrand: Patchiness and disturbance: plant community responses to porcupine diggings in the central Negev. In: *Ecography* 18 (1995), S. 410–421

- [Boer und Puigdefábregas 2005] BOER, M. ; PUIGDEFÁBREGAS, J.: Effects of spatially structured vegetation patterns on hillslope erosion in a semiarid Mediterranean environment: a simulation study. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (2005), S. 149–167
- [Brazier u. a. 2000] BRAZIER, Richard ; WAINWRIGHT, John ; PARSONS, Tony ; POWELL, D. M. ; SIMANTON, Roger ; LARSEN, Howard: Title of Monitoring and Modelling Runoff in Semi-arid Areas from the Hillslope to the Watershed Scale / University of Sheffield. 2000. – Forschungsbericht
- [Breshears und Barnes 1999] BRESHEARS, D.D. ; BARNES, F.J.: Interrelationships between plant functional types and soil moisture heterogeneity for semiarid landscapes within the grassland/forest continuum: a unified conceptual model. In: *Landscape Ecology* 14 (1999), Nr. 5, S. 465–478
- [Breshears u. a. 2003] BRESHEARS, D.D. ; WHICKER, J.J. ; JOHANSEN, M.P. ; PINDER III, J.E.: Wind and water erosion and transport in semi-arid shrubland, grassland and forest ecosystems: quantifying dominance of horizontal wind-driven transport. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (2003), S. 1189–1209
- [Cámaraat und Imeson 1999] CAMMERAAT, L.H. ; IMESON, A.C.: The evolution and significance of soil–vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain. In: *Catena* 37 (1999), S. 107–127
- [Carmel und Kadmon 1999] CARMEL, Y. ; KADMON, R.: Effects of grazing and topography on long-term vegetation changes in Mediterranean ecosystem in Israel. In: *Plant Ecology* 145 (1999), Nr. 2
- [Casagrandi und Rinaldi 1999] CASAGRANDE, Renato ; RINALDI, Sergio: A minimal model for forest fire regimes. In: *The American Naturalist* 153 (1999), S. 527–539
- [Castillo 2003] CASTILLO, V.M.: The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. In: *Journal of Hydrology* 284 (2003), S. 114–130
- [Cerdeja 1996] CERDEJA, A.: Soil aggregate stability in three Mediterranean environments. In: *Soil Technology* 9 (1996), S. 133–140
- [Cerdeja 1997] CERDEJA, A.: Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, Valencia, Spain. In: *Catena* 30 (1997), S. 169–182
- [Cerdeja 1998a] CERDEJA, A.: Changes in overlandflow and infiltration after a rangeland fire in a Mediterranean scrubland. In: *Hydrological Processes* 12 (1998), S. 1031–1042
- [Cerdeja 1998b] CERDEJA, A.: Soil aggregate stability under different Mediterranean vegetation types. In: *Catena* 32 (1998), S. 73–86
- [Cerdeja 1998c] CERDEJA, A.: The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope. In: *Hydrological Processes* 12 (1998), S. 661–671
- [Cerdeja u. a. 1995] CERDEJA, A. ; IMESON, A. C. ; CALVO, A.: Fire and aspect induced differences on the erodibility and hydrology of soils at La Costera, Valencia, southeast Spain. In: *Catena* 24 (1995), S. 289–304

- [Cerdeja u. a. 1998] CERDEJA, Artemi ; SCHNABEL, Susanne ; CEBALLOS, Antonio ; GOMEZ-AMELIA, Dionisia: Soil hydrological response under simulated rainfall in the Dehesa land system (Extremadura, SW Spain) under drought conditions. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 23 (1998), S. 195–209
- [Claus und Ebner 1985] CLAUS ; EBNER: *Statistik - Für Soziologen, Pädagogen, Psychologen und Mediziner*. Thun und Frankfurt am Main : Verlag Harri Deutsch, 1985
- [Cobo und Carreira 2003] COBO, María del C. ; CARREIRA, José A.: Fire recurrence thresholds and desertification in Mediterranean semiarid shrublands: the role of soil nutrient capital depletion. In: *Arid Lands* 54 (2003), November/December
- [Dahl u. a. 1997] DAHL, Jack D. ; SEDIVEC, Kevin K. ; FALLER, Timothy C. ; DODD, Jerrold ; KARN, James ; STECHER, Don ; JOHNSON, Lyndon: Multi-species grazing on leafy spurge infested rangeland comparing twice-over rotation grazing versus seasonlong grazing / Hettinger Research Extension Center, Animal and Range Science Dept. North Dakota State University, Fargo, 1997. – Forschungsbericht
- [Dregne 1978] DREGNE, H. E.: Desertification: man's abuse of the land. In: *Journal of Soil and Water Conservation* 33 (1978), S. 11–14
- [Dyck und Peschke 1995] DYCK, Siegfried ; PESCHKE, Gerd: *Grundlagen der Hydrologie*. Bd. 3. Berlin, Verlag für Bauwesen, 1995. – 536 S
- [Engels und Student 2001] ENGELS, Chad L. ; STUDENT, Graduate: The Effect of Grazing Intensity on Rangeland Hydrology / NDSU Department of Civil Engineering. 2001. – Forschungsbericht
- [Eshel u. a. 2000] ESHEL, A. ; HENIG-SEVER, N. ; NE'EMAN, G.: Spatial variation of seedling distribution in an east Mediterranean pine woodland at the beginning of post-fire succession. In: *Plant Ecology* 148 (2000), Nr. 2, S. 175–182
- [Essa 1996] ESSA, S.: GIS Modelling of land degradation in northern-jordan using landsat imagery / UAE University, Al-Ain. 1996. – Forschungsbericht
- [Çetin u. a. 2006] ÇETIN, S. C. ; KARACA, A. ; HAKTANIR, K. ; YILDIZ, H.: Global attention to Turkey due to desertification. In: *Environmental Monitoring and Assessment* (2006), Oct
- [George u. a. 1992] GEORGE, Melvin R. ; BROWN, Joel R. ; CLAWSON, W. J.: Application of nonequilibrium ecology to management of Mediterranean grasslands. In: *Journal of Range Management* 45 (1992), S. 436–440
- [Gladkow und Söhngen 2000] GLADKOW, G. L. ; SÖHNGEN, Bernhard: Modellierung des Geschiebetransports mit unterschiedlicher Korngröße in Flüssen. In: *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau* 82 (2000), S. 123–130
- [Haboudane u. a. 2002] HABOUDANE, D. ; BONN, F. ; ROYER, A. ; SOMMER, S. ; MEHL, W.: Land degradation and erosion risk mapping by fusion of spectrally-based information and digital geomorphometric attributes. In: *International Journal of Remote Sensing* 23 (2002), S. 3795–3820
- [Hanselka u. a. 2000] HANSELKA, C. W. ; RAGSDALE, B.J. ; RECTOR, Barron: Grazing systems for profitable ranching / The Texas A&M University System. 2000. – Forschungsbericht

- [Hawkes 2004] HAWKES, J. C.: A review of European Union funded research into Mediterranean desertification processes. In: *Advances in Environmental Monitoring and Modelling* 1 (2004), S. 1–39
- [Hawlena 2006] HAWLENA, Dror: Land management practices for combating desertification cause species replacement of desert lizards. In: *Journal of Applied Ecology* 43 (2006), S. 701–709
- [Henkin u. a. 1998] HENKIN, Z. ; SELIGMAN, N.G. ; NOY-MEIR, I. ; KAFKAFI, U. ; GUTMAN, M.: Rehabilitation of Mediterranean dwarf-shrub rangeland with herbicides, fertilizers, and fire. In: *Journal of Range Management* 51 (1998), Nr. 2, S. 193–199
- [Hinz 2004] HINZ, Elke: *Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das Abfluss- und Erosionsverhalten*, Technische Universität Dresden, Diplomarbeit, 2004
- [Hjulström 1935] HJULSTRÖM, F.: The morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris. In: *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala* 25 (1935)
- [Holzapfel u. a. 2006] HOLZAPFEL, Claus ; TIELBÖRGER, Katja ; PARAG, Hadas A. ; KIGEL, Jaime ; STERNBERG, Marcelo: Annual plant-shrub interactions along an aridity gradient. In: *Basic and Applied Ecology* 7 (2006), S. 268–279
- [le Houérou 1996] HOUÉROU, H. N. le: Climate change, drought and desertification. In: *Journal of Arid Environments* 34 (1996), S. 133–185
- [le Houérou und Hoste 1977] HOUÉROU, H. N. le ; HOSTE, C. H.: Rangeland production and annual rainfall relations in the Mediterranean basin and in the African Sahelo-Sudanian zone. In: *Journal of Range Management* 3 (1977), May, S. 181–189
- [Hoyme 2002] HOYME, Hans H.: *Mesoskalige morphodynamische Modellierungen am Beispiel der Meldorfer Bucht*, Dissertation, 2002
- [Janetz 2001] IANETZ, A.: Regression equations for determining the daily diffuse radiation as a function of daily beam radiation on a horizontal surface in the semi-arid Negev region of Israel. In: *Theoretical and Applied Climatology* 69 (2001), S. 213–220
- [Imeson 1992] IMESON, A.C.: The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. In: *Catena* 19 (1992), S. 345–361
- [Jeltsch u. a. 1997] JELTSCH, F. ; MILTON, S. J. ; DEAN, W. R. J. ; ROOYEN, N. van: Analysing shrub encroachment in the southern Kalahari: A grid-based modelling approach. In: *Journal of Applied Ecology* 34 (1997), S. 1497–1508
- [JSPS u. a. 2007] JSPS ; SAITO, Mutsuo ; MATSUMOTO, Makoto: A very fast random number generator / Hiroshima University. <http://www.math.sci.hiroshima-u.ac.jp/m-mat/MT/emt.html>, 2007. – SIMD-oriented Fast Mersenne Twister (SFMT)
- [Kababya u. a. 1997] KABABYA, D. ; PEREVOLOTSKY, A ; BRUCKENTAL, I. ; LANDAU, S.: Nutritional potential of woody vegetation for local goats in Israel. In: *CIHEAM* 34 (1997), S. 47–52
- [Karl Vanderlinden u. a. 2005] KARL VANDERLINDEN, K. ; GIRA´LDEZ, J.V. ; VAN MEIRVENNE, M.: Soil water-holding capacity assessment in terms of the average annual water balance in Southern Spain. In: *Vadose Zone Journal* 4 (2005), S. 317–328

- [Katyal und Vlek 2000] KATYAL, J. C. ; VLEK, P. L. G.: Desertification - Concept, Causes and Amelioration. In: *ZEF - Discussion Papers On Development Policy* 33 (2000)
- [Köchy 2006] KÖCHY, M.: Opposite trends in life stages of annual plants caused by daily rainfall variability - interaction with climate change. In: *Turkish State Meteorological Service (DMI)* (2006), S. 347–357
- [Köchy und Jeltsch 2006] KÖCHY, M. ; JELTSCH, F.: Projections of green biomass, leaf area index, and carrying capacity of livestock based on regional climate projections (18 km resolution) for the Jordan River catchment / Institute for Vegetation Science and Nature Conservation. Potsdam University, Germany, 2006. – Forschungsbericht
- [Köchy u. a. 2007a] KÖCHY, M. ; M., Mathaj ; JELTSCH, F. ; MALKINSON, D.: *Estimating stocking capacity of grazed vegetation under current and climate change conditions in arid landscapes*. 2007. – Universität Potsdam
- [Köchy u. a. 2007b] KÖCHY, Martin ; MATHAJ, Martin ; JELTSCH, Florian ; MALKINSON, Dan: *Resilience of stocking capacity to changing climate in arid to Mediterranean landscapes*. 2007. – Universität Potsdam
- [Kosmas 1997] KOSMAS, C.: The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. In: *Catena* 29 (1997), S. 45–59
- [Kreikemeier 2002] KREIKEMEIER, Angela: *Simulation der Abtragsdynamik mit dem Erosionsmodell Erosion 3D in einem steilen Buntsandsteineinzugsgebiet des Südniedersächsischen-Nordhessischen Berglandes*, Georg-August Universität zu Göttingen, Diplomarbeit, 2002
- [Kuntze u. a. 1988] KUNTZE, H. ; ROESCHMANN, G. ; SCHWERDTFEGER, G.: *Bodenkunde*. Bd. 4. Stuttgart, Germany : UTB 1106 Ulmer, 1988
- [Kutiel und Shaviv 1992] KUTIEL, P. ; SHAVIV, A.: Effects of soil type, plant composition and leaching on soil nutrients following a simulated. In: *Forest Ecology and Management* 53 (1992), S. 329–343
- [Lasanta u. a. 2000] LASANTA, T. ; GARCIA-RUIZ, J.M. ; PEREZ-RONTOME, C. ; SANCHO-MARCE, C.: Runoff and sediment yield in a semi-arid environment: the effect of land management after farmland abandonment. In: *Catena* 38 (2000), S. 265–278
- [Lasanta und Cerda 2005] LASANTA, Teodoro ; CERDA, Artemi: Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrenees 2. Solute release. In: *Catena* 60 (2005), S. 81–100
- [Launchbaugh u. a. 1999] LAUNCHBAUGH, K.L. ; WALKER, J.W. ; TAYLOR, C.A.: Foraging behavior: Experience or inheritance? In: *Grazing Behavior of Livestock and Wildlife* 70 (1999), S. 28–35
- [Lavee u. a. 1998] LAVEE, H. ; IMESON, A. C. ; SARAH, P.: The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean-arid transect. In: *Land Degradation and Development* 9 (1998), S. 407–422
- [Law und Kelton 1999] LAW, Averill M. ; KELTON, W. D.: *Simulation Modeling and Analysing*. 3. McGraw-Hill Higher Education, 1999
- [Leonard und Andrieux 1998] LEONARD, J. ; ANDRIEUX, P.: Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. In: *Catena* 32 (1998), S. 209–223

- [Lloret u. a. 2003] LLORET, F. ; PAUSAS, J. G. ; VILACÈ, M.: Responses of Mediterranean Plant Species to different fire frequencies in Garraf Natural Park (Catalonia, Spain): field observations and modelling predictions. In: *Plant Ecology* 167 (2003), S. 223–235
- [Lloret u. a. 2005] LLORET, Francisco ; ESTEVAN, Helena ; VAYREDA, Jordi ; TERRADAS, Jaume: Fire regenerative syndromes of forest woody species across fire and climatic gradients. In: *Oecologia* 146 (2005), Dec, Nr. 3, S. 461–468
- [Mahe 2005] MAHE, Gil: The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. In: *Journal of Hydrology* 300 (2005), S. 33–43
- [Maidment 1993] MAIDMENT, David R.: *Handbook of Hydrology*. Mcgraw-Hill Professional, 1993
- [Malamud u. a. 2005] MALAMUD, Bruce D. ; MILLINGTON, James D. A. ; PERRY, George L. W.: Characterizing wildfire regimes in the United States. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)* 102 (2005), Nr. 13, S. 4694–4699
- [Malamud u. a. 1998] MALAMUD, Bruce D. ; MOREIN, Gleb ; TURCOTTE, Donald L.: Forest fires: An example of self-organized critical behavior. In: *Science* 281 (1998), September, S. 1840–1842
- [Malkinson und Jeltsch 2007] MALKINSON, Dan ; JELTSCH, Florian: Intraspecific facilitation: a missing process along increasing stress gradients - insights from simulated shrub populations. In: *Ecography* 30 (2007), S. 339–348
- [Manske 2004] MANSKE, Llewellyn L.: Effects of grazing management treatments on rangeland vegetation / Dickinson Research Extension Center. 1089 State Avenue Dickinson, ND 58601, 2004. – Forschungsbericht
- [Marek 2001] MAREK, Michael: *Simulation des Sedimenttransports in Suspension und als Geschiebe*, Universität Karlsruhe, Diplomarbeit, 2001
- [Martinez-Mena u. a. 1998a] MARTINEZ-MENA, M. ; ALBALADEJO, J. ; CASTILLO, V. M.: Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. In: *Hydrological Processes* 12 (1998), S. 741–754
- [Martinez-Mena u. a. 1998b] MARTINEZ-MENA, M. ; WILLIAMS, A.G. ; TERNAN, J.L. ; FITZJOHN, C.: Role of antecedent soil water content on aggregates stability in a semi-arid environment. In: *Soil and Tillage Research* 48 (1998), S. 71–80
- [Martz 2007] MARTZ, P.: Generating Random Fractal Terrain. martz@frii.com, <http://www.gameprogrammer.com/fractal.html>, 2007. – Forschungsbericht
- [Matsumoto und Nishimura 1998] MATSUMOTO, M. ; NISHIMURA, T.: Mersenne Twister: A 623-Dimensionally Equidistributed Uniform Pseudo-Random Number Generator. In: *ACM Transactions on Modeling and Computer Simulation* 8 (1998), S. 3–30
- [Mensching 1990] MENSCHING, H. G.: *Desertifikation. Ein weltweites Problem der ökologischen Verwüstung in den Trockengebieten der Erde*. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 1990

- [Meyer-Peter und Müller 1948] MEYER-PETER, E. ; MÜLLER, R.: Formulas for bed-load transport. In: *congress, International Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR)*. Stockholm, Sweden, 1948
- [Middleton und Thomas 1997] MIDDLETON, Nick ; THOMAS, David S. G.: *World Atlas of Desertification*. Bd. 2. London for United Nations Environment Programme, 1997
- [Müller 1996] MÜLLER, Walter A.: *Wetterbeeinflussung*. Hamburg : Verlag Dr. Kovac / Fachverlag für Wissenschaftliche Literatur, 1996 (Schriftenreihe Naturwissenschaftliche Forschungsergebnisse 40). – 76 S
- [de la Motte 2000] MOTTE, Joana de la: *Tiefenintegrierte Simulation der Wirkung von Sekundärströmungen in morphodynamischen Modellen*, Universität Hamburg, Diplomarbeit, 2000
- [Mouillot u. a. 2002] MOUILLOT, F. ; RAMBAL, S. ; JOFFRE, R.: Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. In: *Global Change Biology* 8 (2002), S. 423–437
- [Myers u. a. 2000] MYERS, Norman ; MITTERMEIER, Russell A. ; MITTERMEIER, Cristina G. ; FONSECA, Gustavo A. B. da ; KENT, Jennifer: Biodiversity hotspots for conservation priorities. In: *Nature* 403 (2000), S. 853–858
- [Nastis 1994] NASTIS, A.: Feeding behaviour of goats and wisation of pasture and rangelands / Department of Range and Wildlife Science University of Thessaloniki, Greece. 1994. – Forschungsbericht
- [Naveh und Carmel 2003] NAVEH, Zev ; CARMEL, Yohay: *The evolution of cultural Mediterranean landscape in Israel as affected by fire, grazing, and human activities*. Kap. 3, S. 337–409, Evolutionary Theory and Processes: Modern Horizons, Papers in Honour of Eviatar Nevo, 2003
- [Nogues und Baker 2000] NOGUES, Salvador ; BAKER, Neil R.: Effects of drought on photosynthesis in Mediterranean plants grown under enhanced UV-B radiation. In: *Journal of Experimental Botany* 51 (2000), S. 1309–1317
- [Papachristou und Nastis 1993] PAPACHRISTOU, Th.G. ; NASTIS, A.S.: Diets of goats grazing oak shrublands of varying cover in northern Greece. In: *Journal of Range Management* 46 (1993), S. 220–226
- [Pardini u. a. 2004] PARDINI, Giovanni ; GISPERT, Maria ; DUNJÓ, Gemma: Relative influence of wildfire on soil properties and erosion processes in different Mediterranean environments in NE Spain. In: *Science of The Total Environment* 328 (2004), Jul, Nr. 1-3, S. 237–246
- [Pariante 2002] PARIANTE, Sarah: Spatial patterns of soil moisture as affected by shrubs, in different climatic conditions. In: *Environmental Monitoring and Assessment* 73 (2002), Feb, Nr. 3, S. 237–251
- [Perevolotsky und Haimov 1992] PEREVOLOTSKY, A. ; HAIMOV, Y.: The effect of thinning and goat browsing on the structure and development of Mediterranean woodland in Israel. In: *Forest Ecology and Management* 49 (1992), Nr. 1-2, S. 61–74
- [Perevolotsky u. a. 1998] PEREVOLOTSKY, A. ; LANDAU, S. ; KABABIA, D. ; UNGAR, E. D.: Diet selection in dairy goats grazing woody Mediterranean rangeland. In: *Applied Animal Behaviour Science* 57 (1998), S. 117–131

- [Pimentel 1995] PIMENTEL, David: Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. In: *Science* 267 (1995), S. 1117–1123
- [Pinol u. a. 1998] PINOL, J. ; TERRADAS, J. ; LLORET, F.: Climate warming, wildfire hazard, and wildfire occurrence in coastal eastern Spain. In: *Climate Change* 38 (1998), S. 345–357
- [Provenza und Launchbaugh 1999] PROVENZA, Frederick D. ; LAUNCHBAUGH, Karen L.: Foraging on the edge of chaos. In: *Grazing Behavior of Livestock and Wildlife* (1999), S. 1–12
- [Puigdefábregas 1998] PUIGDEFÁBREGAS, J.: Ecological impacts of global change on drylands and their implications for desertification. In: *Land Degradation and Development* 9 (1998), S. 393–406
- [Puigdefábregas 2005] PUIGDEFÁBREGAS, Juan: The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (2005), S. 133–147
- [Reichstein u. a. 2003] REICHSTEIN, Markus ; REY, Ana ; FREIBAUER, Annette ; TENHUNEN, John ; VALENTINI, Riccardo ; BANZA, Joao ; CASALS, Pere ; CHENG, Yufu ; GRÜNZWEIG, Jose M. ; IRVINE, James ; JOFFRE, Richard ; LAW, Beverly E. ; LOUSTAU, Denis ; MIGLIETTA, Franco ; OECHEL, Walter ; OURCIVAL, Jean-Marc ; PEREIRA, Joao S. ; PERESSOTTI, Alessandro ; PONTI, Francesca ; QI, Ye ; RAMBAL, Serge ; RAYMENT, Mark ; ROMANYA, Joan ; ROSSI, Federica ; TEDESCHI, Vanessa ; TIRONE, Giampiero ; XU, Ming ; YAKIR, Dan: Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. In: *Global Biogeochemical Cycles* 17 (2003), S. 1–15
- [van Rijn 1984] RIJN, L. C. van: Sediment Transport Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (1984), Nr. 12
- [van Rijn 1986] RIJN, L. C. van: Manual Sediment Transport Measurements. In: *Delft Hydraulics Laboratory* (1986)
- [van Rijn 1993] RIJN, L. C. van: *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publication, 1993 (ISBN 90-800356-2-9). – 715 S
- [Ringersma und Sikking 2001] RINGERSMA, J. ; SIKKING, A. F. S.: Determining transpiration coefficients of Sahelian vegetation barriers. In: *Agroforestry Systems* 51 (2001), S. 1–9
- [Romero-Diaaz 1999] ROMERO-DIAAZ, A.: Soil erosion at three experimental sites in the Mediterranean. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 24 (1999), S. 1243–1256
- [Ros u. a. 2003] ROS, M. ; HERNANDEZ, M. T. ; GARCÍA, C.: Bioremediation of soil degraded by sewage sludge: effects on soil properties and erosion losses. In: *Environmental Management* 31 (2003), Jun, Nr. 6, S. 741–747
- [Rother 1993] ROTHER, K.: *Der Mittelmeerraum*. Stuttgart : Teubner Studienbücher, 1993
- [Sampsona und Allenb 1999] SAMPSONA, D.A. ; ALLENB, H.L.: Regional influences of soil available water-holding capacity and climate, and leaf area index on simulated loblolly pine productivity. In: *Forest Ecology and Management* 124 (1999), S. 1–12
- [Sasse 2004] SASSE, Rüdiger: *Beziehung zwischen Niederschlag und synoptisch-skaligen Prozessen im östlichen Mittelmeergebiet*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, Diplomarbeit, 2004

- [Saupe 1988] SAUPE, D.: *Algorithms for random fractals*. S. 71–136, Springer-Verlag, 1988
- [Schlesinger u. a. 1990] SCHLESINGER, W. ; REYNOLDS, J. ; CUNNINGHAM, G. ; HUENNEKE, L. ; JARRELL, W. ; VIRGINIA, R. ; WHITFORD, W.: Biological feedbacks in global desertification. In: *Science* 247 (1990), S. 1043–1048
- [Schmidt u. a. 1996] SCHMIDT, J. ; WERNER, M. von ; MICHAEL, A. ; SCHMIDT, W.: *Erosion-2D/3D: Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser*. Dresden/Freiberg : Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft/Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 1996. – 240 S
- [Schnabel 2000] SCHNABEL, Olaf: World Atlas of Desertification / Institut für Kartografie. <http://www.oschnabel.gmxhome.de/desert/desert.html>, 2000. – Forschungsbericht
- [Schultz 1995] SCHULTZ, J.: *Die Ökozonen der Erde*. UTB-Ulmer, 1995
- [Schultz 2000] SCHULTZ, J.: *Handbuch der Ökozonen*. UTB-Ulmer, 2000 (ISBN 3-8252-8200-7)
- [Shields 1936] SHIELDS, A.: Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. In: *Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau* 26 (1936), S. 5–24
- [Shoshany 2000] SHOSHANY, Maxim: Satellite remote sensing of natural Mediterranean vegetation: a review within an ecological context. In: *Progress in Physical Geography* 24 (2000), S. 153–178
- [Smith u. a. 1985] SMITH, C. W. ; HADAS, A. ; DAN, J. ; KOYUMDJISKY, H.: Shrinkage and atterberg limits in relation to other properties of principal soil types in Israel. In: *Geoderma* 35 (1985), S. 47–65
- [Sternberg und Shoshany 2001a] STERNBERG, M. ; SHOSHANY, M.: Aboveground biomass allocation and water content relationships in Mediterranean trees and shrubs in two climatological regions in Israel. In: *Plant Ecology* 157 (2001), S. 171–179
- [Sternberg und Shoshany 2001b] STERNBERG, M. ; SHOSHANY, M.: Influence of slope aspect on Mediterranean woody formations: Comparison of a semiarid and an arid site in Israel. In: *Ecological Research* 16 (2001), S. 335–345
- [Strickler 1923] STRICKLER, A.: Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauheitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. In: *Mitteilungen Amt für Wasserwirtschaft, Bern* 16 (1923)
- [Svoray u. a. 2003] SVORAY, Tal ; SHOSHANY, Maxim ; PEREVOLOTSKY, Avi: Mediterranean rangeland response to human intervention: a remote sensing and GIS study. In: *Journal of Mediterranean Ecology* 4 (2003), S. 3–11
- [Thompson 1999] THOMPSON, John D.: Population differentiation in Mediterranean plants: insights into colonization history and the evolution and conservation of endemic species. In: *Heredity* 82 (1999), S. 229–236
- [Torri u. a. 1987] TORRI, D. ; SFALANGA, M. ; FIRENZE, M. Del S.: Splash detachment: Runoff depth and soil cohesion. In: *Catena* 14 (1987), S. 149–155
- [Tsara u. a. 2005] TSARA, M. ; KOSMAS, C. ; KIRBY, M.J. ; KOSMA, D. ; YASSOGLU, N.: An evaluation of the PESERA soil erosion model and its application to a case study in Zakynthos, Greece. In: *Soil Use and Management* 21 (2005), S. 377–385

- [Umberger 2000] UMBERGER, Steven H.: *Sheep grazing management*. 2000
- [UNEP 1992] UNEP: Rio Declaration on Environment and Development / United Nations Environment Programme. <http://www.unep.org/>, 1992. – Forschungsbericht
- [Uson und Ramos 2001] USON, A. ; RAMOS, M. C.: An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate. In: *Catena* 43 (2001), S. 293–305
- [van Veen 1995] VEEN, Tjaart W. S. van: The Kyrgyz sheep herders at a crossroads. In: *Pastoral Development Network* 38 (1995), S. 37–51
- [Verdú u. a. 2007] VERDÚ, Miguel ; PAUSAS, Juli G. ; SEGARRA-MORAGUES, José G. ; OJEDA, Fernando: Burning phylogenies: fire, molecular evolutionary rates, and diversification. In: *Evolution; international journal of organic evolution* 61 (2007), Sep, Nr. 9, S. 2195–2204
- [Vermeire u. a. 2005] VERMEIRE, Lance T. ; WESTER, David B. ; MITCHELL, Robert B. ; FUHLENDORF, Samuel D.: Fire and grazing effects on wind erosion, soil water content, and soil temperature. In: *Journal of Environmental Quality* 34 (2005), Nr. 5, S. 1559–1565
- [Vilà u. a. 2001] VILÀ, M. ; LLORET, F. ; OGHIERI, E. ; TERRADAS, J.: Positive fire-grass feedback in Mediterranean Basin woodlands. In: *Forest Ecology and Management* 147 (2001), Nr. 1, S. 3–14
- [Wassenaar u. a. 2005] WASSENAAR, T. ; ANDRIEUX, P. ; BARET, F. ; ROBBEZ-MASSON, J.M.: Soil surface infiltration capacity classification based on the bi-directional reflectance distribution function sampled by aerial photographs. The case of vineyards in a Mediterranean area. In: *Catena* 62 (2005), S. 94–110
- [Weber u. a. 1998] WEBER, G.E. ; JELTSCH, F. ; ROOYEN, N. van ; MILTON, S.J.: Simulated long-term vegetation response to grazing heterogeneity in semi-arid rangelands. In: *Journal of Applied Ecology* 35 (1998), S. 687–699
- [Wilcox u. a. 2003] WILCOX, B.P. ; BRESHEARS, D.D. ; ALLEN, C.D.: Ecohydrology of a resource-conserving semiarid woodland: effects of scale and disturbance. In: *Ecological Monographs* 73 (2003), Nr. 2, S. 223–239
- [Wilder 2005] WILDER, Kenneth: C++ Random Number Generator Class / Department of Statistics, The University of Chicago. <http://oldmill.uchicago.edu/~wilder/Code/random/>, 2005. – Forschungsbericht
- [Winter 2001] WINTER, Christian: *Zur morphodynamischen Modellierung am Beispiel der Tideeider*, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Dissertation, 2001
- [Wischmeier und Smith 1978] WISCHMEIER, Walter H. ; SMITH, Dwight D.: *Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning*. United States Department of Agriculture, 1978
- [Wu und Wang 2007] WU, Qiang ; WANG, Mingyu: A framework for risk assessment on soil erosion by water using an integrated and systematic approach. In: *Journal of Hydrology* 337 (2007), S. 11–21
- [Yassoglou und Kosmas 2000] YASSOGLOU, Nicholas J. ; KOSMAS, C.: Desertification in the Mediterranean Europe. A case in Greece / Agricultural University of Athens. Athens, Greece Tel/Fax: 301 804 1793; E-mail: nyassog@hol.gr, 2000 (200). – Forschungsbericht

Anhang

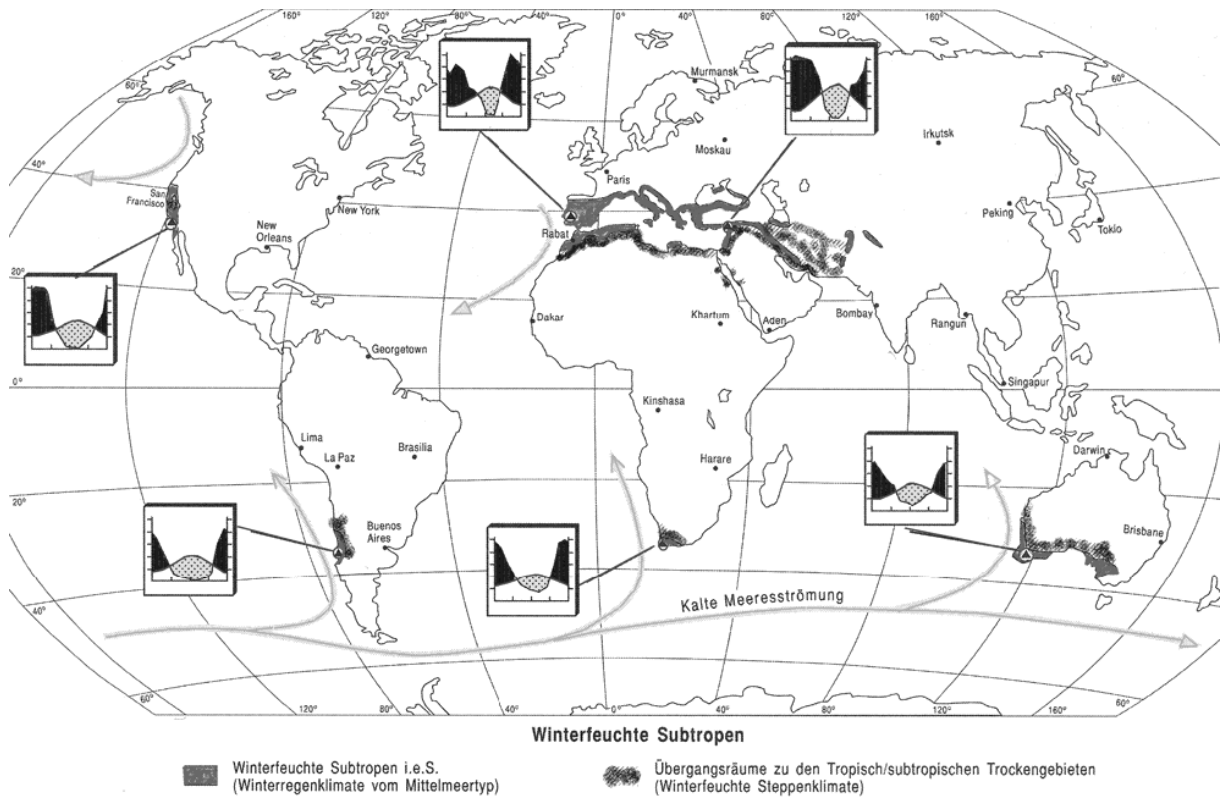


Abbildung 21: Die mediterrane Ökozone aus Schultz (1995).

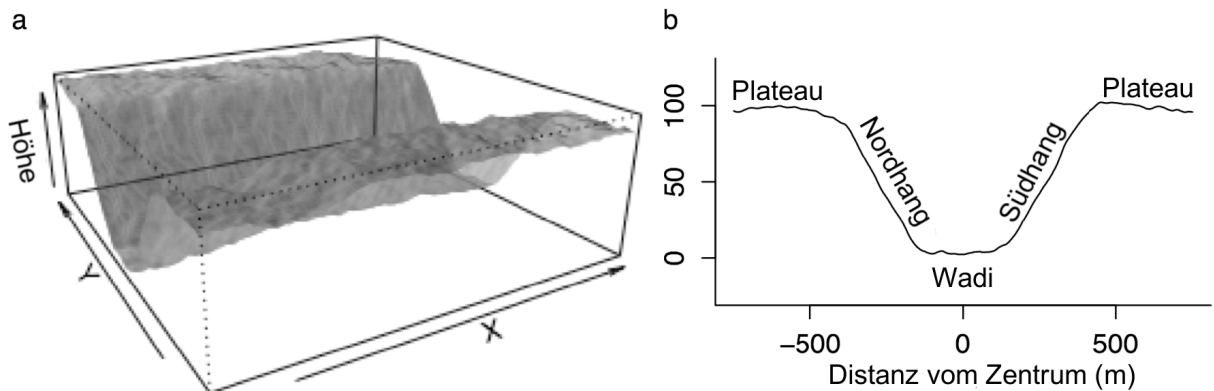


Abbildung 22: Beispiel für eine synthetische Wadilandschaft (1500 m × 1500 m × 100 m, 20° Winkel) generiert durch eine Überlagerung einer starren Wadilandschaft [V-valley] auf eine fraktale Oberfläche.

a) dreidimensionale Ansicht, b) Querprofil. Hinweis diese Abbildung soll eine Vorstellung über das Aussehen der Landschaft und Habitate geben, die verwendete Skalierung sowie die Abbildung stammt aus Köchy (2007).

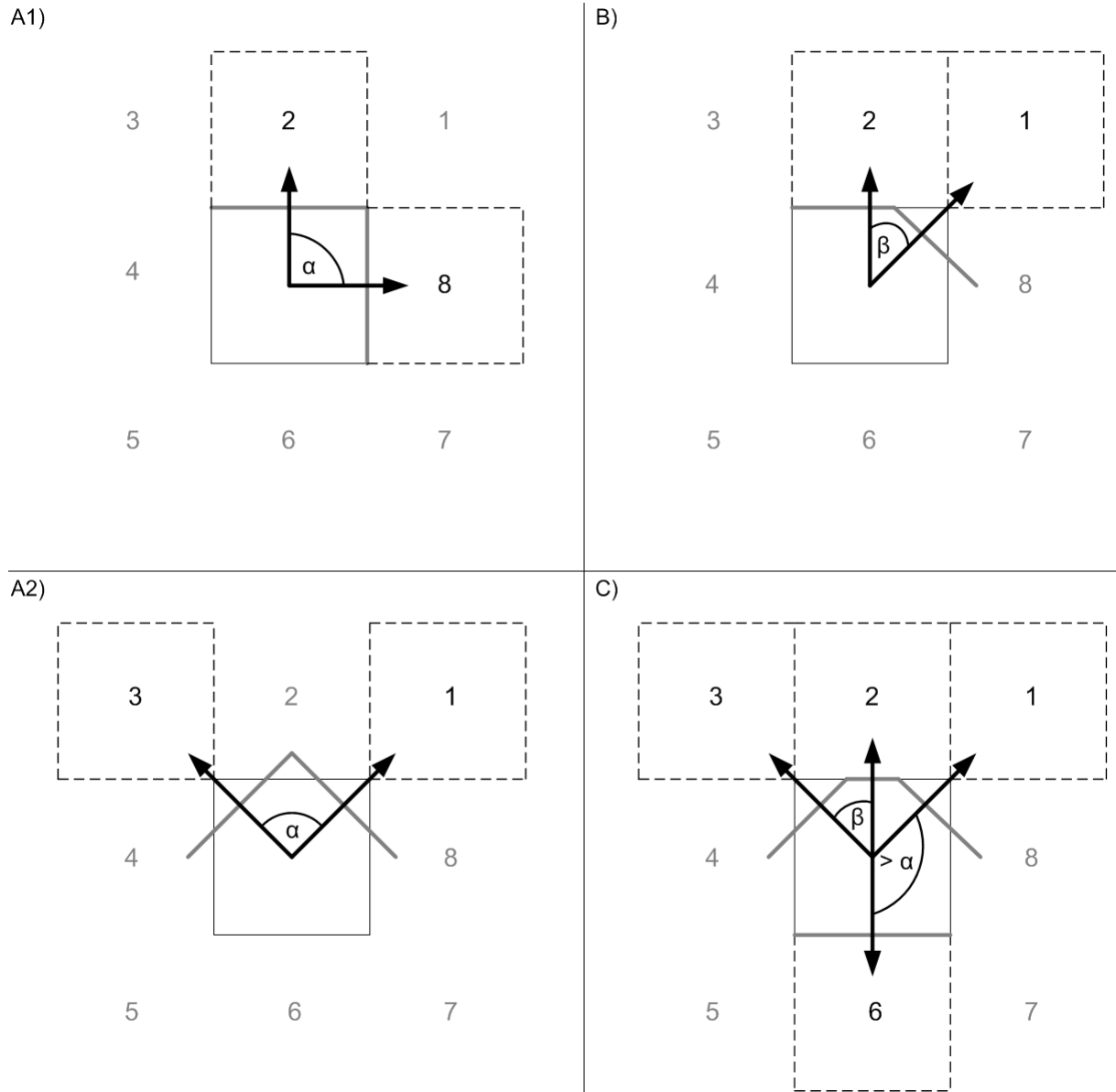


Abbildung 23: Zusammenhang von Abflussrichtung und Abflussbreite. Punkt A1 und A2 zeigen Abflussbedingungen in einem Winkel von 90° . Die Abflussbreite ist maximal. Punkt B zeigt ein Beispiel für Abflussbedingungen im Winkel von 45° , hierbei verringert sich die Abflussbreite nach Gleichung 7. Punkt C illustriert Bedingungen von 45° und $> 90^\circ$. Die Abflussbreite teilt sich im ersten Fall über die drei Zellen nach Gleichung 7 auf. Im zweiten Fall entspricht die Abflussbreite der Kantenlänge der Zelle.

Legende: α = Winkel von 90° ; β = Winkel von 45° ; graue Striche = Abflussbreite die auf die Anzahl der beteiligten Zellen aufgeteilt wird; schwarze Pfeile = Richtung des Abflusses; schraffierte Zellen = tiefer liegende Zellen als die Mittelzelle

Tabelle 16: Übersicht über einige Erosionsmodelle aus Hinz (2004).

Modelltyp: E/P = Empirisches / Physikalisch-basiertes Modell; B/G = Blockmodell / Gegliedertes Modell; L/Z = Langfristiges / Zeitlich aufgelöstes Modell)

Modell	Name des Modells	Autor	Modelltyp
USLE	Universal Soil Loss Equation	Wischmeier, Smith (1978)	EBL
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation	Renard et al. (1997)	EBL
AGNPS	AGricultural Non-Point Source pollution model	Young et al. (1987)	EGZ
USPED	Unit Stream Power – based Erosion Deposition	Mitasova et al. (1996)	EGL
CREAMS	Chemical runoff and erosion from agricultural management systems	Knisel (1980)	PBL
ANSWERS	Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation	Beasley, Huggins (1980)	PGZ
WEPP	Water Erosion Prediction Project	Lane, Nearing (1989)	PGLZ
EROSION 2D	EROSION 2-dimensional	Schmidt (1991)	PGZ
EROSION 3D	EROSION 3-dimensional	von Werner (1995)	PGZ
KINEROS	KINematic EROsion Simulation	Woolhiser et al. (1990)	PGZ
EUROSEM	EUROpean Soil Erosion Model	Morgan et al. (1992)	PGZ
LISEM	Limburg Soil Erosion Model	De Roo et al. (1996)	PGZ

Grenzen des dimensionslosen Korndurchmessers *Berechnung des kritischen Shield-Parameters ($krit_s$)*

$0 < D \leq 4$	$0,24 \cdot D^{-1}$
$4 < D \leq 10$	$0,14 \cdot D^{-0,64}$
$10 < D \leq 20$	$0,04 \cdot D^{-0,1}$
$20 < D \leq 150$	$0,013 \cdot D^{0,29}$
$D \geq 150$	0,055

Tabelle 17: Bestimmung des kritischen Shield-Parameters aus dem dimensionslosen Korndurchmesser.

Legende: D = dimensionsloser Korndurchmesser

Tabelle 18: Ausgabewerte des 30-jährigen Mittels, beprobt durch den virtuellen Ökologen und von der jährlichen Klimadynamik. Diese Werte werden jeweils für Landschaft, Klimagebiet, Viehbesatzdichte, Beweidungsmanagement, Korndurchmesser [2,0 bis 0,00002 mm] und Hangneigung dokumentiert.

Ausgabewert	Dimension	30jähriges Mittel	virtueller Ökologe	Klima-information
Position im Raum	[x,y]	v	v	
Habitattyp	[P _{lateau} , S _{hang} , N _{hang} , W _{adi}]	v	v	
Jahresniederschlag	[mm]	v	v	v
Anzahl Niederschlagsereignisse	[N]			v
Niederschlagsmenge pro Ereignis	[mm]			v
Sättigungsgrad der Beweidungstiere	[%]	v	v	
einjährige Pflanzen	[%]	v	v	
Sträucher	[%]	v	v	
Gesamtvegetationsbedeckung	[%]	v	v	
pflanzenverfügbares Bodenwasser	[mm]	v	v	
infiltrierte Wassermenge	[mm]	v	v	
Oberflächenabfluss	[mm]	v	v	
Erosion durch Transportrate	[$\frac{kg}{ha \cdot a}$]	v	v	
Erosion durch USLE	[$\frac{kg}{ha \cdot a}$]	v	v	

Hinweis: Gesamtvegetationsbedeckung ergibt sich nach:

Strauchbedeckung + Krautbedeckung - Strauchbedeckung · Krautbedeckung

Legende: v = ist vorhanden/trifft zu

Tabelle 19: Sammlung von k_{StR} - Werten aus Ven-Te Chow (1959).

Gerinne	k_{St} [$m^{1/3}/s$]
Natürliche Flüsse	
1) kleinere Flüsse mit HW-Abflußbreite < 30 m	
a) gleichmäßiger gerader Verlauf, kleine Gräben oder tiefe Mulden, bordvoll	30 - 40
b) gleichmäßig gewunden, einige Mulden und Untiefen	22 - 30
c) mit Stillwasserbereichen, verkrautet, tiefe Mulden	13 - 20
d) sehr verkrautete Bereiche, tiefe Mulden oder Vorländer mit dichtem Baumbestand und Unterholz	ca. 10
2) Gebirgsflüsse, ohne Vegetation im Flussbett, steile Böschungen, Bäume und Gebüsch entlang der Ufer bei HW überschwemmt	
a) Boden: Kies, Steinbrocken, einzelne Felsblöcke	20 - 35
b) Boden: Steinbrocken mit großen Felsbrocken	15 - 25
Vorländer	
1) Wiese, kein Gestrüpp	
a) kurzes Gras	30 - 40
b) hohes Gras	20 - 33
2) Gestrüpp	
a) verstreutes Gestrüpp, dichtes Unkraut	14 - 29
b) mittleres bis dichtes Gestrüpp, im Winter	9 - 22
c) mittleres bis dichtes Gestrüpp, im Sommer	6 - 14
3) Bäume	
a) dichte Weiden im Sommer	8 - 13
b) dichter Holzbestand, wenig Unterholz, HW-Stand unter den Zweigen	6 - 10
c) wie b) aber HW-Stand erreicht die Zweige	

Tabelle 20: Übersicht über einige k_{StR} - Werte.

Strickler-Beiwert k_{St} für die Fließformel nach Manning-Strickler Naudascher, E., <i>Hydraulik der Gerinne und Gerinnebauwerke</i> , Springer-Verlag, Wien, New York, 2. Auflage, 1992	
Gerinne-Typen	k_{St} [$m^{1/3}/s$]
Erdkanäle	
Erdkanäle in festem Material, glatt	60
Erdkanäle in festem Sand mit etwas Ton oder Schotter	50
Erdkanäle mit Sohle aus Sand und Kies mit gepflasterten Böschungen	45 - 50
Erdkanäle aus Feinkies, etwa 10/20/30 mm	45
Erdkanäle aus mittlerem Kies, etwa 20/40/60 mm	40
Erdkanäle aus Grobkies, etwa 50/100/150 mm	35
Erdkanäle aus scholligem Lehm	30
Erdkanäle, mit groben Steinen angelegt	25 - 30
Erdkanäle aus Sand, Lehm oder Kies, stark bewachsen	20 - 25

Tabelle 21: Klassen, Variablen und Parameter des Modells.

Klasse	Parameter- oder Variablenbezeichnung	Variable	Veränderung des Parameters durch		
			nichts	Szenarium ohne LL	Sensitivitätsanalyse
Bodeninfo	Dichte von Wasser [pw]		v		
	Sedimentdichte [ps]		v		
	dynamische Viskosität [ν]		v		
	mittlerer Korndurchmesser [d50]			v	
	dimensionsloser Korndurchmesser [DStern]			v	
	kritische Bodenschubspannung [Tkrit]			v	
	Anteil an Sand [sand]		v		
	Anteil an Feinsand [finesand]		v		
	Anteil an Ton [clay]		v		
	Aggregatklasse [aggregat]		v		
Durchlässigkeit [durchlass]		v			
Boden	Bodenschubspannung [Tbod]	v			
	Chezyk-Koeffizient [Chezyk]	v			
	rollender Transport [qsn1]	v			
	Transport in Suspension [qsn2]	v			
	Gesamttransport [qsnt]	v			
	Erosion nach van Rijn [kgn, Eronkg]	v			
	k_{Str} -Wert [ks]	v			v
	Vegetationswert für k_{Str} -Wert [VegParameter]	v			
	Regenkoeffizient für die USLE [Rcoeff]	v			
	Erosion nach der USLE [USLEkg]	v			

Legende: v = ist vorhanden/trifft zu

Klasse	Parameter- oder Variablenbezeichnung	Variable	Veränderung des Parameters durch		
			nichts	Szenarium ohne LL	Sensitivitätsanalyse
Feuer	Alter der abgebrannten Fläche [MerkeFeuer]	v			
	Feuer-Klimaparameter $[\alpha]$	v			
	Feuer-Vegetationwert [Vegetation]	v			
	Feuer-Klimawert [Klima]	v			
	Feuer-Vegetationsparameter $[\beta]$	v			
	Feuerwiederkehrzeit [TwK]	v			
	Feueranzahl [FeuerA]	v			
	Feuergöße [burnedPlane]	v			v
Regen	μ Jahresniederschlag [MAP]			v	
	Jahresniederschlag [yearrain]	v			
	μ Anzahl Niederschlagsereignisse [RMean]				v
	σ Anzahl Niederschlagsereignisse [RSD]			v	v
	Γ skalierungs Faktor [EScale]			v	
	Anzahl Niederschlagsereignisse [aRF]	v			
	Niederschlagsmenge pro Ereignis [Rp]	v			
Wasser	pflanzenverfügbares Bodenwasser [avail_abs]	v			
	relativer Feuchtewert für Sträucher [VegWasser]				
	Infiltrationsrate [Infiltintens]	v			v
	Abfluss [sumNetto]	v			
	Infiltrationsinformation für Sträucher [EreignissInfilt]	v			
	Abflussfläche [flaeche]	v			
	Ablusshöhe [hoehe]	v			
	Abflussbreite [breite]	v			
	Bedingung für schnellen oder laminaren Abfluss [schnellenAb]	v			
	Infiltrierte Wassermenge [gAbfluss]	v			
	Makroinfiltrationswert [anstieg]	v			

Legende: v = ist vorhanden/trifft zu

Klasse	Parameter- oder Variablenbezeichnung	Variable	Veränderung des Parameters durch		
			nichts	Szenarium ohne LL	Sensitivi- tätsanalyse
Landschaft	Quellen-Senken-Information [sink]		v		
	Winkel zu Nachbarzellen [angle]		v		
	relative effektive Benetzungs- oberfläche [avail_rel]		v		
	Habitattyp [habitat]		v		
	Zellhöhenlage [elevation]		v		
	Distanz zu Nachbarzellen [span]		v		
	relativer Oberflächenabfluss zur Nachbarzelle [rRunoff]		v		
	relativer Zwischenabflusses [InterFlow]		v		
	Evaporation nach jewei- liger Hauptexposition [AspectEvapo]		v		
	potentielle Abflussbreite [FlowWidth]		v		
global	Jahre [years]			v	
	Viehbesatzdichte [LSU]			v	
	Viehmanagement [Management]			v	
	Klima [climate]			v	
	Landschaft [ll]			v	

Hinweis: Die Parameter- und Variablenbezeichnungen der Vegetationsklassen und der Beweidung sind Köchy u. a. (2007a) zu entnehmen

Legende: v = ist vorhanden/trifft zu

Quellcode

- siehe im digitalen Anhang

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, dass die Diplomarbeit mit dem Thema:

„Modellierung von Vegetationsentwicklung und Erosion entlang eines Klimagradienten
von mediterran bis semiarid“

von mir selbst angefertigt wurde und ich keine anderen, als die angegebenen Hilfsmittel
und Quellen genutzt habe.

Potsdam, 7. Oktober 2007



Martin Mathaj