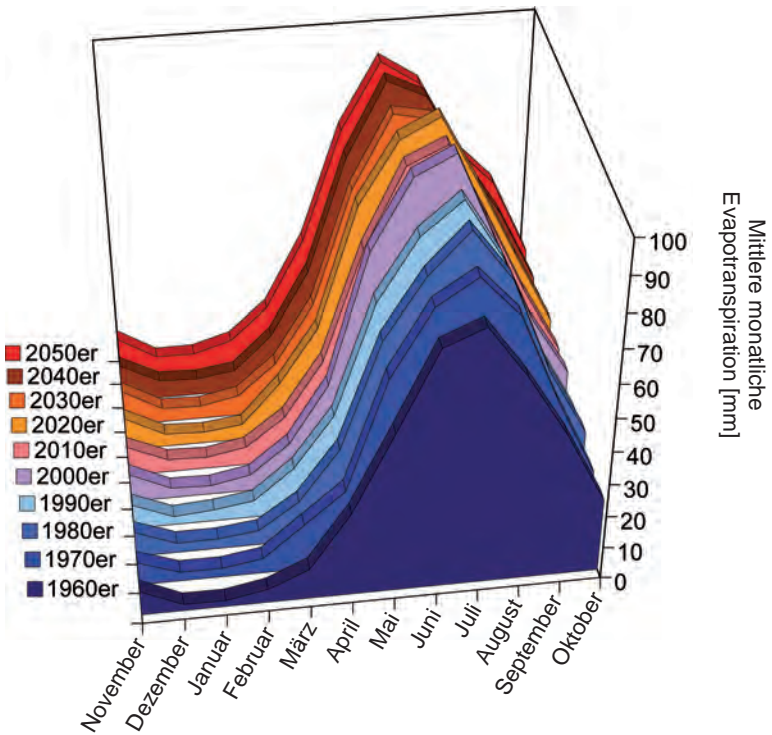
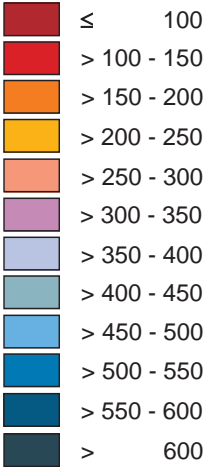


Abbildung 3.1.6.1



Karte 1:
Mittlere jährliche Evapotranspiration
von 1971-2000 [mm]

Karte 2:
Mittlere jährliche Evapotranspiration
von 2031-2060 unter dem Klima-
trend *REMO regional* und der Klima-
variante *Baseline* [mm]



Karte 3:
Änderungssignal der mittleren
jährlichen Evapotranspiration
aus dem Vergleich der Zeit-
räume 1971-2000 und
2031-2060 [%]

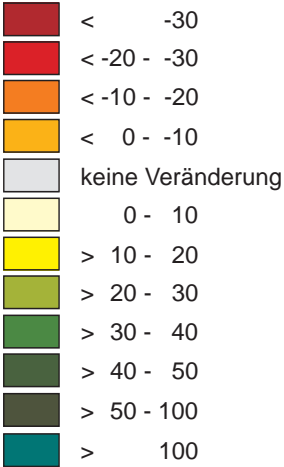


Abbildung 3.1.6.1:
Modellierte Dekadenmittel der
mittleren monatlichen Evapo-
transpiration; Ausnahmen:
2000er (2000-2006) und
2010er (2011-2019).
Referenzzeitraum (1961-2006)
basierend auf meteorologischen
Messdaten, Szenariozeitraum
(2011-2060) basierend auf dem
Klimatrend *REMO regional* und
der Klimavariante *Baseline*.

GLOBAL CHANGE ATLAS EINZUGSGEBIET OBERE DONAU



Herausgeber:
GLOWA-Danube-Projekt, Ludwig-Maximilians-Universität München

3.1.6 Teilprojekt Hydrologie/Fernerkundung Entwicklung der Evapotranspiration heterogener Landoberflächen unter Szenariobedingungen

Rastergröße: 1 x 1 km²
Maßstab: 1: 3.800.000

Datengrundlage:
Deutscher Wetterdienst DWD, Offenbach a. Main
ZAMG, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien
DANUBIA-Landbedeckung und Landnutzung
DANUBIA-Digitales Geländemodell
Ergebnisse des statistischen Klimaantriebs-Generators
(siehe Kapitel S3): Klimatrend *REMO regional*, Klimavariante *Baseline*

Autoren:
T. Hank
Lehrstuhl für Geographie und geographische Fernerkundung,
Ludwig-Maximilians-Universität München

Grafik:
V. Falck
Lehrstuhl für Geographie und geographische Fernerkundung,
Ludwig-Maximilians-Universität München

3.1.6 Teilprojekt Hydrologie/Fernerkundung - Entwicklung der Evapotranspiration heterogener Landoberflächen unter Szenariobedingungen

1. Einleitung

Die Gesamtverdunstung der Landoberfläche (Evapotranspiration) wird durch aktive Austauschprozesse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre bestimmt, die sich entsprechend der vorherrschenden Landnutzung unterschiedlich zusammensetzen. Es ergänzt sich hierbei die unterschiedliche Dynamik unbelebter Oberflächen, wie z.B. die Evaporation von offenen Wasserflächen oder von offenem Boden, wobei Wasserdampf durch Makro- und Mikroporen aus dem Bodenwasserspeicher an die Atmosphäre abgegeben wird, mit gesteuerten Verdunstungsmechanismen der belebten Landoberfläche.

Besondere Bedeutung kommt dabei dem Prozess der Transpiration zu, bei dem Wasser durch Wurzeln aus dem Bodenwasserspeicher entnommen und über die oberirdischen Pflanzenorgane der sich im aktiven Wachstum befindenden Vegetation an die Atmosphäre abgegeben wird. Zusätzlich kommt es auf belebten wie auch auf unbelebten Landoberflächen zu Interzeptionsverdunstung. Dies ist z.B. der Fall wenn sich nach Niederschlagsereignissen auf versiegelten Flächen Pfützen bilden (Siedlung, Fels), wenn Niederschlag in Form von Eis und Schnee auf der Landoberfläche längerfristig festgehalten wird (Gletscher, Schneedecke), oder wenn nach einem Niederschlagsereignis die oberirdischen Pflanzenorgane des Vegetationsbestands einen gewissen Teil der Niederschlagsmenge zurückhalten, der in Form von Wasserdampf direkt wieder in die Atmosphäre zurückgeführt wird. In Abhängigkeit der vorherrschenden Landnutzung setzt sich also die Evapotranspiration in unterschiedlichem Verhältnis aus Evaporation, Transpiration und Interzeptionsverdunstung zusammen.

2. Datenaufbereitung

Für den Referenzzeitraum (1960-2006) wurde ein Modelllauf auf Basis gemessener meteorologischer Stationsdaten durchgeführt, während der Szenariozeitraum (2011-2060) für vier Klimatrends und die entsprechenden Klimavarianten (siehe Kapitel S2 und S4), die mithilfe des statistischen Klimaantriebs-Generators erzeugt wurden (siehe Kapitel S3), modelliert wurde. Durch die auf diese Weise berechneten Szenariorealisierungen, konnte eine Bandbreite möglicher zukünftiger Entwicklungen der Landoberflächenverdunstung generiert werden. Die Ergebnisse der verschiedenen Varianten jedes Klimatrends wurden wiederum gemittelt, um eine durchschnittliche Entwicklung der verschiedenen Klimatrends aufzuzeigen (siehe Abbildung 3.1.6.3).

Ein Zukunftsszenario mittlerer Ausprägung stellt die durch den Klimatrend *REMO regional* charakterisierte Klimavariante *Baseline* dar. Um die mittlere zeitliche Dynamik der Entwicklung der Gebietsverdunstung unter Einfluss des Klimaszenarios *REMO regional* – *Baseline* zu veranschaulichen, wurden die berechneten Tagessummen der Evapotranspiration zunächst zu Monatssummen zusammengefasst. Die monatlichen Verdunstungssummen wurden wiederum dekadisch gemittelt (siehe Abbildung 3.1.6.1), um auch die jahreszeitliche Entwicklung der Gebietsverdunstung zu visualisieren.

3. Modellbeschreibung

Die Verdunstungsleistung der Landoberfläche wird im Falle des Einzugsgebiets der Oberen Donau wesentlich durch das Wachstum und die Aktivität der Vegetationsdecke beeinflusst. Der modelltechnischen Beschreibung des Pflanzenwachstums und den dabei maßgebenden Austauschprozessen zwischen Pflanze und Atmosphäre kommt demnach eine große Bedeutung zu.

Den Kern des Vegetationsmoduls stellt ein etabliertes Modell zur Berechnung der Photosynthese von C_3 Pflanzen (Farquhar et al., 1980) dar, das mit einem Modellansatz zur Beschreibung der Leitfähigkeit zwischen Blatt und Atmosphäre (Ball et al., 1986) kombiniert und mit Erweiterungen für die Beschreibung des C_4 Metabolismus (Chen et al., 1994), sowie einer Parametrisierung für die Modellierung von Waldbäumen (Falge, 1997) versehen ist. Die zur Photosynthese benötigte Energie wird dem Modell als Restglied einer explizit modellierten Energiebilanz der Blattoberfläche zur Verfügung gestellt, wobei Energieinputs in Form von absorbierter Strahlung auf der einen und Energieverluste in Form von fühlbarer Wärme, langwelliger Ausstrahlung und latentem

Wärmeverlust durch den Transpirationsstrom auf der anderen Seite berücksichtigt werden (Hank, 2008, siehe Abbildung 3.1.6.2).

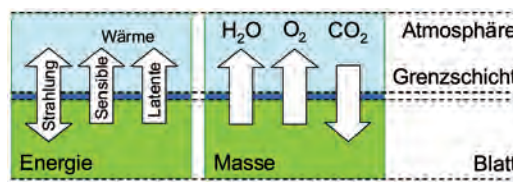


Abbildung 3.1.6.2: Austauschprozesse von Energie und Masse zwischen Blatt und Atmosphäre, die im Modell berücksichtigt werden.

Um auch die jahreszeitliche Dynamik der Vegetationsentwicklung zu berücksichtigen, wurde eine Modellierung des Fortschreitens von Wachstumsstadien integriert. Während für einige natürliche Vegetationstypen feste Phasen in Abhängigkeit der Jahreszeit angenommen werden, erfolgt die Bestimmung der Wachstumsstadien von Ackerpflanzen und Grünland dynamisch entsprechend eines Modellansatzes nach Yin und van Laar (2005). Eine besondere Bedeutung im Hinblick auf den Landschaftswasserhaushalt kommt der phänologischen Entwicklung von Waldbäumen zu. Sie ist dementsprechend ebenfalls dynamisch durch einen Modellansatz nach Menzel (1997) implementiert. Die Nährstoffversorgung der Pflanzen wurde, unter Berücksichtigung des üblichen Einsatzes von Düngemitteln und des generellen Anstiegs atmosphärischer Stickstoffeinträge, für die vorliegenden Berechnungen als optimal angenommen.

4. Darstellung der Ergebnisse

Auf Karte 3 ist das Änderungssignal der jährlichen Evapotranspiration dargestellt, das sich aus dem Vergleich zweier langjähriger Zeiträume (je 30 Jahre) ergibt. Dabei wird die mittlere jährliche Summe der Evapotranspiration der Jahre 1971 bis 2000 (siehe Karte 1, basierend auf Modellrechnungen, die mit gemessenen meteorologischen Daten angetrieben werden) mit der mittleren Evapotranspiration der Jahre 2031 bis 2060 (siehe Karte 2) verglichen. Die in Karte 2 dargestellten Verdunstungssummen gehen aus Modellrechnungen hervor, die durch die statistisch generierte Klimavariante *Baseline* angetrieben wurden, der der Temperatur- und Niederschlags-trend des Klimaszenarios *REMO regional* aufgeprägt ist. Es fällt auf, dass der Großteil der Fläche des Einzugsgebiets der Oberen Donau durch steigende Summen der Evapotranspiration charakterisiert ist. Besonders hohe positive Veränderungs-raten werden von den Modellrechnungen für die Alpenregion angezeigt, wobei vor allem die bewaldeten Hänge der nördlichen Voralpen durch erhöhte Verdunstungssummen von bis zu 50% auffallen. Vor dem Hintergrund sich erhöhender Jahresmitteltemperaturen, wie sie für das Szenario angenommen werden, ist ein Ansteigen der Evapotranspiration vor allem durch das erhöhte Sättigungsdefizit der Luft unter Szenarienbedingungen zu erklären. Zusätzlich bewirken höhere Temperaturen eine Beschleunigung der an der Photosynthese beteiligten chemischen Prozesse und damit eine Steigerung des pflanzlichen Gaswechsels. Steigende Temperaturen führen ebenfalls zu einer Verlängerung der Vegetationsperiode, indem das Wachstum in den Frühjahrsmonaten beschleunigt einsetzt, während im Herbst beispielsweise der Laubfall verzögert wird. Einige Bereiche des Einzugsgebietes signalisieren allerdings einen Rückgang der Evapotranspiration. Vor allem die tiefer gelegenen Bereiche des Donautals zeigen einen Rückgang der langjährigen Evapotranspiration um bis zu 20% an. Aber auch die collinen Schotterflächen nördlich der Stadt München, sowie Bereiche des Innlands nahe der Stadt Innsbruck (siehe Übersichtskarte in Kapitel E1) sind durch einen Rückgang der langjährigen Evapotranspiration von bis zu 10% gekennzeichnet. Hier kommen verschiedene Prozesse zum Tragen. Einerseits führt die unter erhöhten Temperaturbedingungen verstärkte Verdunstungsaktivität dazu, dass der Bodenwasservorrat bereits zu einem früheren Zeitpunkt im Jahr aufgebraucht wird, weshalb in den Monaten der hauptsächlichen Verdunstungsleistung (Juli und August, siehe Abbildung 3.1.6.1) das Angebot an Bodenwasser, das potentiell für Transpirationsprozesse zur Verfügung steht, eingeschränkt ist. Doch selbst bei ausreichendem Wasserangebot kann der Fall eintreten,

dass das modellierte Änderungssignal einen Verdunstungsrückgang anzeigt, beispielsweise wenn erhöhte Temperaturen zu einer Beschleunigung des Ablaufs phänologischer Phasen führen, sodass z.B. Getreideflächen früher im Jahr abzu-reifen beginnen und so ihre Verdunstungsaktivität drosseln. Zusätzlich kommt es unter dem Einfluss erhöhter atmosphärischer Kohlendioxidkonzentrationen zu einer Erhöhung der Wassernutzungseffizienz vieler Pflanzenarten (Polley et al., 1993), was in geringeren Transpirationsraten bei gleichbleibenden Raten der Kohlenstofffixierung resultiert. Die gegenläufige Dynamik verdunstungsfördernder und verdunstungshemmender Mechanismen zeigt sich, wenn man die Entwicklung der Verdunstungsaktivität in ihrer zeitlichen Ausprägung betrachtet. Deutlich ist zu erkennen, dass die Verdunstung während der Sommermonate bis in die 2020er Jahre ansteigt (siehe Abbildung 3.1.6.1). Dieser Trend kehrt sich allerdings ab den 2030er Jahren langsam um, während gleichzeitig eine Verschiebung des Monats der maximalen Verdunstungsleistung von Juli nach Juni erfolgt. Die Verdunstung während des Frühjahrs (März, April) nimmt ebenso kontinuierlich zu wie die Evapotranspiration während der Herbstmonate (September, Oktober, November).

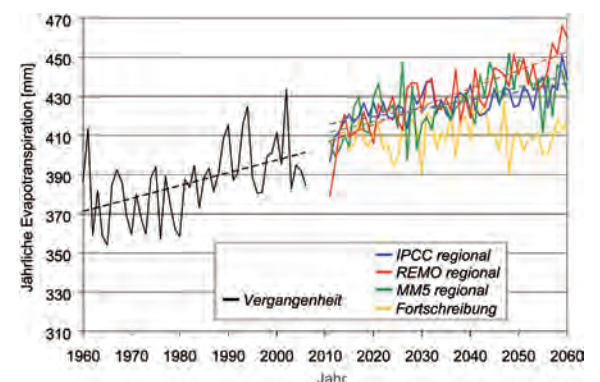


Abbildung 3.1.6.3: Zeitliche Entwicklung der Evapotranspiration für den Referenzzeitraum sowie für die verwendeten GLOWA-Danube Klimaszenarien. Dargestellt sind räumlich aggregierte Jahreswerte, jeweils gemittelt über die vier statistischen Klimavarianten eines Klimatrends; die gestrichelten Linien stellen lineare Trendgeraden dar.

Das Ensemble von insgesamt 16 Szenariorechnungen spannt eine Bandbreite möglicher Entwicklungen auf (siehe Abbildung 3.1.6.3). Alle modellierten Klimaszenarien zeigen einen Anstieg der jährlichen Verdunstungssummen an. Während das Mittel der Klimavarianten des Klimatrends *REMO regional* die steilste Entwicklung zeigt, bleiben die Verdunstungssummen im Klimatrend *Fortschreibung* deutlich dahinter zurück. Gründe hierfür sind vor allem im deutlichen Rückgang der Sommerniederschläge zu suchen, der für den Klimatrend *Fortschreibung* angenommen wird (siehe Kapitel S1 und S2). Obwohl der relative Temperaturanstieg und die damit verbundene Erhöhung des Sättigungsdefizits für den Klimatrend *Fortschreibung* ähnlich gravierend modelliert wird wie für den Klimatrend *REMO regional*, werden im Fall des Klimatrends *Fortschreibung* moderatere Verdunstungsraten vom Modell angezeigt. Offensichtlich führt hier ein Mangel an Oberflächenwasser während der Sommermonate zu einer Stagnation der Verdunstungsleistung.

Literatur

- Ball, J., Woodrow, I. & Berry, J. (1986): A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. Prog. Phot. Res., Vol. 4, S. 221-224.
- Chen, D., Coughenour, M., Knapp, A. & Owensby, C. (1994): Mathematical simulation of C_3 grass photosynthesis in ambient and elevated CO_2 . Ecol. Mod., Vol. 73, Iss. 1-2, pp. 63-80.
- Falge, E. (1997): Die Modellierung der Kronendachtranspiration von Fichtenbeständen (*Picea abies* (L.) Karst.). Ph.D., Univ. of Bayreuth, Bayreuther Forum Ökologie, Vol. 48.
- Farquhar, G., von Caemmerer, S. & Berry, J. (1980): A biochemical model of photosynthetic CO_2 assimilation in leaves of C_3 species. Planta, Vol. 149, Iss. 1, S. 78-90.
- Hank, T. (2008): A Biophysically Based Coupled Model Approach for the Assessment of Canopy Processes Under Climate Change Conditions. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften, Digitale Hochschulschriften der LMU, München.
- Menzel, A. (1997): Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen. Forstliche Forschungsberichte München, Vol. 164.
- Polley, H., Johnson, H., Marino, B. & Mayeux, H. (1993): Increase in C_3 plant water-use efficiency and biomass over glacial to present CO_2 concentrations. Nature 361, 61-64.
- Yin, X. & van Laar, H. (2005): Crop Systems Dynamics. An Ecophysiological Simulation Model for Genotype-By-Environment Interactions. Wageningen Academic Publishers.