

3.3.2 Teilprojekt Hydrologie/Fernerkundung - Szenarien zur Temperatur der obersten Bodenschicht

1. Einleitung

Der jahreszeitliche Verlauf der Temperatur in den oberflächennahen Bodenschichten hat einen starken Einfluss auf die biologischen und biochemischen Prozesse in der Wurzelzone. Den grundlegenden Zusammenhang zwischen Temperatur und biochemischen Prozessen liefert hier die sogenannte Arrhenius-Gleichung. Im Oberboden steuern Feuchte und Temperatur die mikrobielle Zersetzung von organischem Material und somit z.B. die Emission von Kohlendioxid in die Atmosphäre (Davidson & Janssens, 2006). Auch die Auswaschung von Nitrat aus der durchwurzelten Zone des Bodens steht in Abhängigkeit zu den biochemischen Transformationsprozessen im Boden. Diese werden in DANUBIA mit *SNT* als Teilmodell der Komponente *Soil* modelliert (siehe Kapitel 2.8.3) und sind ebenfalls von der Temperaturdynamik im Boden abhängig. Schließlich sind auch bestimmte Prozesse in der Pflanzenentwicklung von der Bodentemperatur beeinflusst. Dazu gehören Winterruhe und Auskeimung, aber auch Wurzelwachstum (Pregitzer et al., 2000), die z.T. in der Modellkomponente *Biological* berücksichtigt werden (siehe Kapitel 2.8.1 und 2.8.2).

Ein hydrologischer Aspekt der Simulation des Bodenenergiehaushalts ist das Auftreten von (meist spätwinterlichen) Hochwässern in Teileinzugsgebieten der Oberen Donau aufgrund von gefrorenen Oberböden. Anhand von Pegelmessungen einzelner Teileinzugsgebiete kann man feststellen, dass vor allem während der spätwinterlichen Schneeschmelzereignisse der Anteil des lateralen Abflusses am Gesamtabfluss (schnellerer Pegelausschlag) erhöht ist. Bei länger anhaltender Frostdauer vereisen die Fließwege im Oberboden und es tritt verstärkt oberflächennaher, lateraler Abfluss auf, der wiederum stärkere Hochwasser-Ereignisse zur Folge hat (Bayard et al., 2005).

Die Berechnung der Bodentemperatur in DANUBIA mit dem *Soil Heat Transfer Module (SHTM)* ermöglicht die Darstellung der räumlich differenzierten Temperaturmuster im Oberboden, welche nicht nur von der Lufttemperatur sondern auch von der verfügbaren Strahlung, der Landnutzung und dem Phasenübergang des Bodenwassers abhängen. Die dargestellten Karten 1-4 sollen die räumlich unterschiedliche Reaktion der Bodentemperatur auf den Klimawandel an der Oberen Donau verdeutlichen.

2. Datenaufbereitung

Als Grundlage für die Simulation der Bodentemperatur in DANUBIA werden die thermischen Eigenschaften der verschiedenen Schichten jeder Bodenartklasse benötigt (siehe Kapitel 1.2). Auf Basis der Bodenart, der Porosität und des Gehalts an organischem Material werden Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit der Böden parametrisiert. Die tatsächlichen thermischen Eigenschaften werden zur Laufzeit in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte nach dem Modell von de Vries (1963) berechnet.

3. Modellbeschreibung

SHTM stellt ein physikalisches Modell des konduktiven Wärmetransports zwischen den verschiedenen, modellhaften Schichten der Bodensäule dar (Muerth, 2008) und gehört zur Modellkomponente *Soil*. Transport und Speicherung von Wärmeenergie im Boden werden mit stündlicher Auflösung berechnet, um den Tagesgang der Temperatur zu simulieren. Die Geometrie der Bodenschichten in *SHTM* orientiert sich dabei am Bodenwassermodell, wobei eine weitere „virtuelle“ Bodenschicht in der Tiefe anschließt. Die Temperatur in dieser Schicht ist nur noch vom Jahresgang der Temperatur beeinflusst und wird deshalb mit einer analytischen Gleichung berechnet, die während der Simulation an das jeweils letzte Jahresmittel der Lufttemperatur angeglichen wird. Dies verhindert das Abdriften der Mitteltemperatur aufgrund von unbekanntem Wärmetransport in den Untergrund bei langjährigen Simulationen. Fällt die Temperatur in einer Bodenschicht unter den Gefrierpunkt, setzt eine Routine ein, die den Anteil an gefrorenem Wasser bei einer bestimmten Temperatur berechnet. Jeder weitere Entzug von Energie aus einer Bodenschicht muss dann zuerst die frei werdende Wärme dieses Anteils an gefrierendem Wasser

abtransportieren, bevor eine weitere Abkühlung stattfindet.

Der Wärmestrom an der Bodenoberfläche als treibende Variable für die Berechnung der Bodentemperatur wird in der Modellkomponente *Surface* berechnet, wobei die Temperatur der obersten Bodenschicht in der Energiebilanzberechnung an der Bodenoberfläche berücksichtigt wird. Die unterhalb des Pflanzenbestandes verfügbare kurz- und langwellige Strahlung wird über ein physikalisches Gleichungssystem in die von der Bodenoberfläche ausgehenden Energieströme aufgeteilt. Diese sind:

- die Verdunstung von Wasser,
- die thermische Ausstrahlung,
- der Wärmetransport durch Luftbewegung und
- der Wärmestrom in den Boden.

Da die Verdunstung anhand der einfallenden Strahlung und der verfügbaren Bodenfeuchte berechnet wird, können die anderen Energieströme durch Iteration der Oberflächentemperatur bestimmt werden, so dass die Energiebilanz geschlossen wird. Ist eine Schneedecke vorhanden, wird der Energiefluss in den Boden mit der Energiebilanz des Teilmodells *Snow* simuliert (siehe Kapitel 2.4.1), wobei auch hier die Temperatur der obersten Bodenschicht berücksichtigt wird.

4. Darstellung der Ergebnisse

Karte 1 zeigt als Referenz die mittlere, simulierte Bodentemperatur [°C] in einer Tiefe von 0-5 cm für den Zeitraum 1971-2000. Im Gegensatz zur Karte der mittleren Lufttemperatur (siehe Kapitel 1.6) sind die räumlichen Muster wegen der unterschiedlichen simulierten Landnutzungen deutlich ausgeprägter. Insbesondere die Waldflächen (z.B. südlich von München) zeichnen sich durch eine kühlere Mitteltemperatur infolge der Abschattung des Bodens aus. Während unter Baumbestand die mittlere Bodentemperatur sogar leicht geringer ausfällt als die mittlere Lufttemperatur (um -1 bis 0°C), sind die mittleren Bodentemperaturen der anderen Landbedeckungen im Allgemeinen um 1 bis 3°C höher als das langjährige Mittel der Lufttemperatur. In Hochgebirgsregionen, in denen der Phasenübergang des Bodenwassers und die häufige Schneebedeckung die winterlichen Temperaturen im Boden häufig dämpfen, ist die Mitteltemperatur selbst im Oberboden um bis zu 5°C höher als die mittlere Lufttemperatur.

Die in Karte 2 dargestellte durchschnittliche Erwärmung der obersten Bodenschicht im GLOWA-Danube Klimaszenario *REMO regional – Baseline* (siehe Kapitel S1-S4) weist deutliche regionale Unterschiede auf. Die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen der Jahre 2036-2060 (*REMO regional – Baseline*) und der Referenzperiode 1971-2000 ist in den Gebirgsregionen der Alpen und des Bayerischen Waldes deutlich geringer als im Tiefland. Im nicht-alpinen Bereich sind die leichten Variationen der Temperaturerhöhung vor allem ein Resultat der heterogenen Kombination von Landnutzung und Böden im Einzugsgebiet.

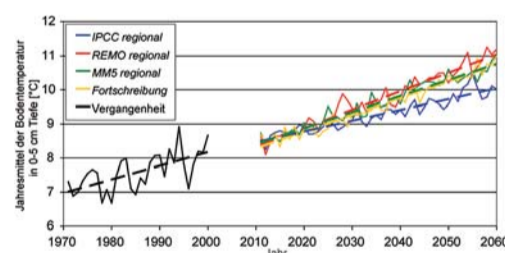


Abbildung 3.3.2.1: Zeitliche Entwicklung der mittleren jährlichen Temperatur der obersten Bodenschicht für den Referenzzeitraum 1971-2000 und für die verwendeten GLOWA-Danube Klimaszenarien. Dargestellt sind mittlere Jahreswerte, jeweils gemittelt über die vier statistischen Klimavarianten eines Klimatrends. Die gestrichelten Linien stellen lineare Trendgeraden dar.

Im alpinen Bereich ist die Änderung der Bodentemperatur offensichtlich abhängig von den klimatischen Höhenstufen. Zum Teil ist die geringere Erwärmung bereits in den Lufttemperaturdaten enthalten. Den größeren Einfluss auf die Temperaturdämpfung im Boden hat jedoch das Gefrieren des Bodenwassers in den Wintermonaten. Vergleicht man den Verlauf der mittleren Bodentemperatur im Einzugsgebiet simuliert mit verschiedenen Klimatrends, so erzeugen die vier ge-

mittelten Klimavarianten des Klimatrends *REMO regional* die stärkste Erwärmung (siehe Abbildung 3.3.2.1).

Betrachtet man die Erhöhung der Bodentemperatur in 0-5 cm Tiefe auf Basis der Klimavariante *Baseline* des Klimatrends *REMO regional* während der Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) in Karte 3, so erkennt man eine relativ gleichmäßige Erwärmung im Einzugsgebiet. Neben den Siedlungsflächen weisen insbesondere die hoch gelegenen Gebiete der Zentralalpen die stärkste Erwärmung auf. Der Vergleich der gemittelten Klimavarianten der vier Klimatrends in Abbildung 3.3.2.2 zeigt, dass der Klimatrend *REMO regional* eine starke Temperaturerhöhung simuliert, die jedoch vom Klimatrend *MMS regional* übertroffen wird.

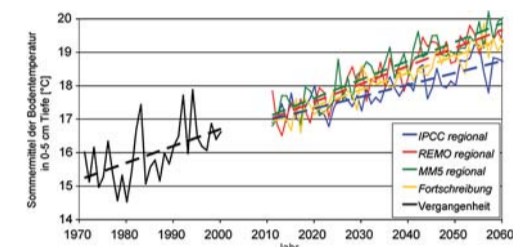


Abbildung 3.3.2.2: Zeitliche Entwicklung der mittleren Sommertemperaturen (JJA) der obersten Bodenschicht für den Referenzzeitraum 1971-2000 und für die verwendeten GLOWA-Danube Klimaszenarien. Dargestellt sind mittlere Jahreswerte, jeweils gemittelt über die vier statistischen Klimavarianten eines Klimatrends. Die gestrichelten Linien stellen lineare Trendgeraden dar.

Die stärkste regionale Differenzierung der Temperaturerhöhung zeigt sich während der Wintermonate Dezember, Januar und Februar (DJF), dargestellt in Karte 4. Während im Tiefland und in den Alpentälern die Temperaturerhöhung im Oberboden ca. 3 bis 4°C beträgt, ist die simulierte Erwärmung in den Gebirgsregionen kleiner 1°C. Dass dies plausibel ist, zeigt auch der Vergleich der historischen Temperaturtrends im Boden: Die sommerliche Erwärmung des Oberbodens (siehe Abbildung 3.3.2.2) ist deutlicher stärker ausgeprägt als der durchschnittliche jährliche Trend (siehe Abbildung 3.3.2.1). Der historische Trend in den winterlichen Bodentemperaturen ist dagegen sehr gering und nicht signifikant (siehe Abbildung 3.3.2.3). Eine Veränderung der winterlichen Lufttemperatur führt im Einzugsgebiet der Oberen Donau zuerst einmal zu einer Veränderung der Anzahl der Tage mit Bodengefrorenis. Erst wenn die Durchschnittstemperatur im Winter deutlich über 0°C steigt, so wie im Fall der GLOWA-Danube Klimaszenarien, steigen die Temperaturen im Boden ähnlich stark wie die Lufttemperatur. Deshalb nimmt im Szenariozeitraum die winterliche Bodentemperatur im Tiefland besonders stark zu, während in den Gebirgsregionen lediglich die Zahl der Bodenfrosttage abnimmt.

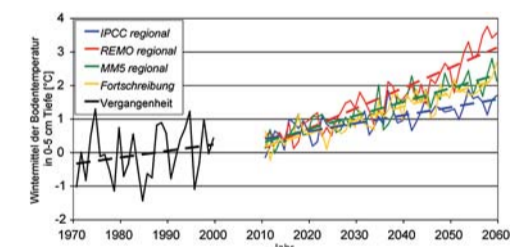


Abbildung 3.3.2.3: Zeitliche Entwicklung der mittleren Wintertemperaturen (DJF) der obersten Bodenschicht für den Referenzzeitraum 1971-2000 und für die verwendeten GLOWA-Danube Klimaszenarien. Dargestellt sind mittlere Jahreswerte, jeweils gemittelt über die vier statistischen Klimavarianten eines Klimatrends. Die gestrichelten Linien stellen lineare Trendgeraden dar.

Literatur

- Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A. & Flüeler, H. (2005): *The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland*. J. Hydrol. 309, 66-84.
- Davidson, E.A. & Janssens, I.A. (2006): *Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change*. Nature 440, 165-173.
- de Vries, D.A. (1963): *Thermal properties of soils*. In: van Wijk, W.R. (Hrsg.): *Physics of plant environment*. Amsterdam, 210-235.
- Muerth, M. (2008): *A soil temperature and energy balance model for integrated assessment of Global Change impacts at the regional scale*. Dissertation, LMU München, 145 S.
- Pregitzer, K.S., King, J.S., Burton, A.J. & Brown, S.E. (2000): *Responses of tree fine roots to temperature*. New Phytol. 147, 105-115.