

が高い地下水は 1970 年代から 80 年代に涵養（降水から供給）され、また下流域の ^3H 濃度が低い地下水は、1950 年以前に涵養されたものと推定される。すなわち、上流域の地下水は比較的若い水、下流域の地下水は比較的古い水であると言える。

参考文献：

- (1) Tsujimura et al., 2007: J. Hydrol., doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.07.026
- (2) Higuchi et al., 2005: Proc., 3rd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia, 66-69

ヘルレン川の水はどこからやって来るのか？

河川水がどこからやって来るのか、言い換えれば、どこで涵養されているのかという問題は、水資源の乏しい乾燥・半乾燥域では、きわめて重要な問題である。ヘルレン川はモンゴルーロシア国境近くの森林地帯に源を発し、南に流下して草原地帯に入った後、ヘルレンバヤンウランの南で方向を東に変え、ウンドルハン、チョイバルサンなどを経て最終的には、中国内のダレイ湖に流入する。図 1 に示すように、上流のバガヌールと下流のチョイバルサンでは流域面積に 10 倍以上の差があるが、河川流量はあまり増えていない。このことは、ヘルレン川がその流下過程で、地下水からの流出をそれほど受け入れていないことを示唆しており、温帯湿潤地域の河川とは大きく異なる点である。

酸素安定同位体 (^{18}O) は、水分子 (H_2O) の一部を構成し基本的に水そのものとして挙動するため、水の起源や流動経路を推定するための有効なトレーサー（追跡子）である。図 2 は、ヘルレン川本流の河川水と降水の酸素安定同位体比（同位体の存在比、溶存成分の濃度に相当する： $\delta^{18}\text{O}$ ）が、標高とともにどのように変化するかを示したものである。河川水、降水ともに、標高が高くなるのに伴い酸素安定同位体比は低く

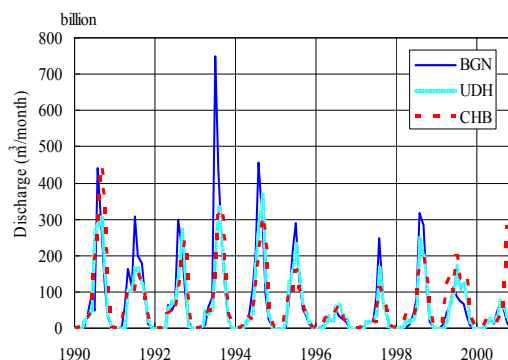


図 1 上流のバガヌールから下流のチョイバルサンに至るヘルレン川本流の流量における経年変化。データはモンゴル気象・水文研究所による。BGN：バガヌール、CHB：チョイバルサン、UDH：ウンドルハン。

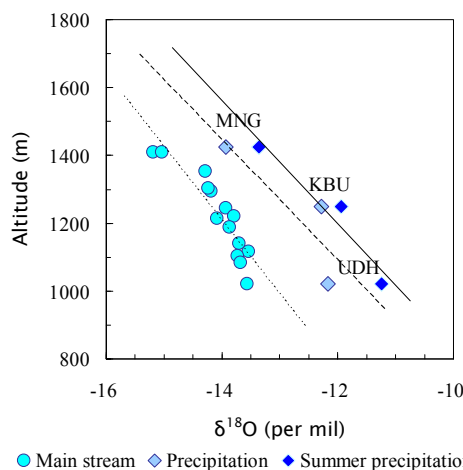


図 2 ヘルレン川本流河川水と降水における酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と標高の関係。MNG：モンゴンモリット、KBU：ヘルレンバヤンウラン、UDH：ウンドルハン。

なる傾向が明瞭であるが、同じ標高の河川水の $\delta^{18}\text{O}$ は降水のそれに比べ顕著に低い値をとる。この事実は、河川水は現在流れている地点よりもはるか上流にもたらされた降水によって形成されていることを示している。降水の $\delta^{18}\text{O}$ の傾向線を考慮すると、最も高い標高 1400m の河川水の $\delta^{18}\text{O}$ は、標高 1650m より高いところに降った降水によって維持されているものと考えられる。標高 1650m 以上はヘルレン川流域の最源流域に相当する。すなわち、ヘルレン川は最源流域にもたらされた降水により形成され、その量と成分を維持したまま、地下水からの補充を多く受けることなく流下している

のである。河川は、水を流す樋のような役割をしていると言うことができる。

参考文献：

(1) Tsujimura et al., 2006: J. Hydrol., doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.07.026

井戸はどの位の地下水を供給できるのか？

一つの井戸からどの程度の地下水を汲むことが可能か、すなわち井戸の可能揚水量は、その井戸の利用者（遊牧民のみならず家畜たち？）にとって大きな関心事であろう。地下水学的には、可能揚水量を推定することは非常に難しい。何故なら、ある地域の地下水面深度の変動が自然の変動の範囲内であったとしても、一度でも涸れてしまった井戸は、遊牧民にとっては、もはや利用価値のないものになるからである。

ヘルレン川流域の草原では、井戸は微地形上の凹地に、数 m 程度の深さで存在していることが一般的であった。このことから草原の浅井戸は、地形上の流域（集水域）内の水を集めるだけで成立しているものと推測された。そこで、現地でも流域（集水）面積を測量することにより、井戸の水収支を以下のように考えた。

$$A(P - E) - G_{out} - U = \Delta S \quad (1)$$

ここで A ：流域（集水）面積， P ：降水量， E ：蒸発散量， G_{out} ：地下水流出量， U ：揚水量， ΔS ：貯留変化量（地下水位変化量）である。

定常状態を仮定し、井戸の持続的な利用

表 1 ヘルレン川流域のいくつかの井戸において試算した水収支と可能揚水量。DH：ダルハン，JGH：ジャルガルトゥハン，UDH：ウンドルハン。

Well No.	Location	Area	P	G _{out}	U
		(m ²)	(mm/y)	(m ³ /y)	(m ³ /d)
W32	DH	772,918	216	15,552	142
W21	JGH	1,111,758	187	38,400	187
W44	JGH-UDH	668,248	207	--	143
W94	UDH	274,087	226	19,152	20

を目指すのであれば、貯留変化量（地下水位変化量： ΔS ）を限りなくゼロに近づければよい。言い換えれば、貯留変化量がゼロになるように揚水量 U を求めれば、それが対象とする井戸のいわゆる可能揚水量に相

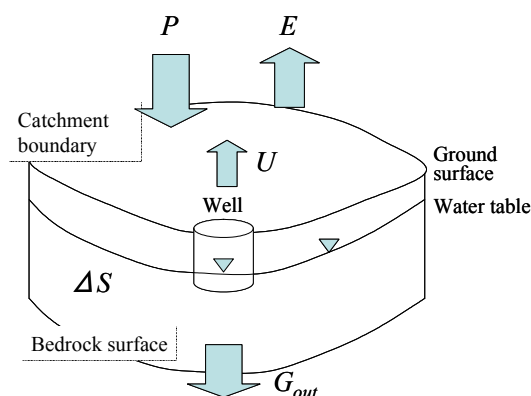


図 1 井戸の水収支を示す概念図。

当する。

このようにして、いくつかの井戸について求めた可能揚水量 U が表 1 にまとめてある。算出された可能揚水量は、20～187 m³/day である。いま遊牧民一人あたりの水消費量を 15 L/day と仮定すると、井戸一つあたりの維持可能遊牧民人数は 1333～12466 人である。また家畜（山羊，羊，馬，牛など）1 頭あたりの水消費量を 50 L/day と仮定すると、井戸一つあたりの維持可能家畜頭数は 400～3740 頭と見積もられる。

これらの推測値は、地下水涵養量が定常であるとするれば、一見十分なように思われる。しかしながら、モンゴル全域において年降水量の変動がきわめて大きいことを考えれば、ここで求めた値といえども脆弱であると言わざるを得ない。推測の前提となっている、地質条件、気候条件などの問題もある。乾燥・半乾燥地域では、水資源は常に微妙なバランスの上に成り立っていることを忘れてはならない。

参考文献：

- (1) Tsujimura et al., 2007: J. Hydrol., doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.07.026

モンゴルの雨は高精度な同位体温度計を提供してくれる！？

はじめに

極域にもたらされる降水の同位体組成は気温と高い相関を持つことが知られている。そのため、雪氷中の水素・酸素安定同位体は、いわゆる同位体温度計として古気候の復元などに用いられてきた。我々の調査は、モンゴル東部における降水の同位体情報もまた地域的な温度変化や大陸規模の大気循環を知るうえで有用であることを示唆している。

降水同位体モニタリング

モンゴル国気象水文研究所観測スタッフの協力のもと、日単位および月単位の降水サンプリングをモンゴル東部の7地点(図1)において実施した。採取されたサンプルの同位体分析は、筑波大学の同位体比質量分析計を用いて行った。

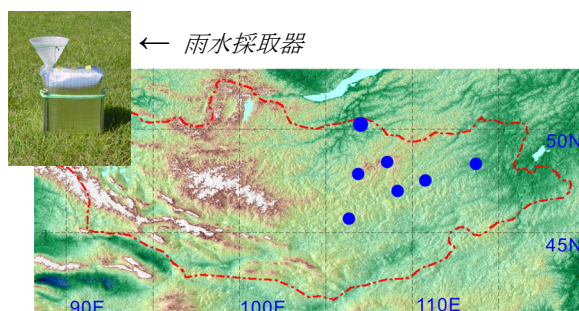


図1 モニタリング地点の位置図

結果

降水中の同位体変動から、降水の起源(原料となる水蒸気の供給源)に関する情報を得ることもできるが(本書、佐藤らの記述

を参照)、観測結果に見られる最も大きな特徴の一つは同位体組成と気温の間の極めて強い相関関係である⁽¹⁾。そのような強い相関関係は、日本⁽²⁾や中国⁽³⁾では認められず、他の東アジア域でも見出されていない。

7地点の降水同位体組成平均値の時間変動は、比較的単純なレイリーモデルによって良好に再現することができた(図2)。

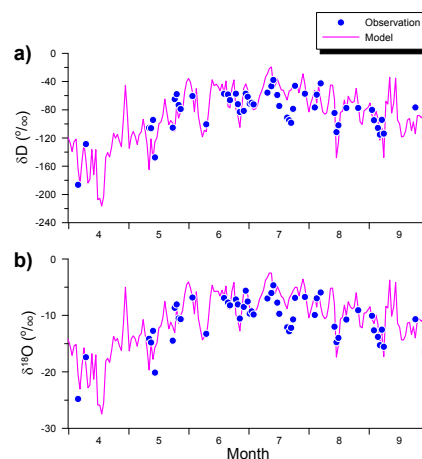


図2 水素(a)および酸素(b)同位体組成の観測値とモデル計算値の比較

このモデルは、一定の温度・同位体条件を有する亜熱帯海洋上の空気塊が、モンゴルに到達するまでの間に冷却され、徐々に水分を失っていくという過程を想定したものである。観測値とモデル計算値がよく一致するという事実は、地球大気中の水蒸気の最大の供給源である亜熱帯海洋からモンゴルに至るまでの空気塊の温度低下量によって、モンゴルの降水同位体組成が規定されていることを物語る。我々が行っている別の数値シミュレーション研究⁽⁴⁾によれば、急激な温度低下はモンゴル周辺部、特に北西部の山岳域で生じているようだ。おそらくはこれが、モンゴルの降水同位体組成が局地的気温と高い相関をもつ理由であろう。

降水中の水素・酸素同位体シグナルは、部分的にはあるが、深層地下水や植物体を構成する有機物、あるいは湖底に堆積した土壌鉱物などに保存されている。したがって、モンゴル東部におけるこれらの物質は、高精度な同位体温度計に成りえるものと期待される。

参考文献：

- (1) Yamanaka et al., 2006: *J. Hydrol.*,
doi:10.1016/j.jhydrol.2006.07.022.
- (2) Yamanaka et al., 2002: *J. Geophys. Res.*,
107 (D22), 4624,
doi10.1029/2001JD001187.
- (3) Yamanaka et al., 2004: *Hydrol. Processes*,
18, 2211–2222.
- (4) Sato et al., 2006: Submitted to *J. Geophys.*
Res.