

ZAMAN, İKLİM VE AKARSU GELİŞİMİ ¹

Timescales, Climate and River Development

J. Vandenberghe

*Faculty of Earth Sciences, Free University of Amsterdam, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam,
The Netherlands
vanj@geo.vu.nl*

Çevirenler:

Uğur Doğan

*Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 06100, Sıhhiye, Ankara
ugdogan@yahoo.com*

C. Erdem Bekaroğlu

*Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 06100, Sıhhiye, Ankara
bekaroglu.erdem@gmail.com*

Abstract: *In the long term (glacial/interglacial sequences), river development follows general climatic evolution. However, at the scale of one cold-warm cycle, it appears that the geomorphological effect of river activity is best expressed at times of climatic change. Such periods of pronounced fluvial action last only a short time. In more detail, the internal evolution in a drainage basin after a climatic event results in a delayed response of the morphology and sedimentation pattern. Finally, on the shortest timescale local thresholds may play a decisive role in the reactions of river systems. It is concluded that the relation between fluvial development and climate is not a simple one, but is fundamentally dependant on the timescale.*

Özet: *Akarsu gelişimi uzun vadede (glasyal/interglasyal salınımlar) iklim değişimlerinin genel yapısına ayak uydurur. Ancak, bir soğuk-sıcak dönem ölçeğinde, akarsu aktivitesinin jeomorfolojik etkisi en iyi iklim değişiminin süresiyle açığa vurulur. Bu periyotlardaki flüvyal aktivite sadece kısa bir zaman için devam eder. Yani, bir iklim değişikliğinden sonra bir drenaj havzasındaki içsel gelişim, morfolojinin ve sedimantasyon tipinin gecikmeli tepki vermesiyle son bulur. Sonuçta, en kısa zaman ölçeğinde, yerel eşikler akarsu sisteminin vereceği tepkide oldukça belirleyici bir rol oynayabilirler. Bu çalışmada, flüvyal gelişim ile iklim arasındaki ilişkinin basit olmadığı; fakat temel olarak zamana bağlı olduğu sonucuna varılmıştır.*

1.Giriş

Flüvyal gelişimdeki dönemsellik [cyclicities], hâkim kuvvetin tektonizma olduğunu farklı derecelerde öne süren Davis (1899) ve Penck'ten (1924) bu yana bilinmektedir. Daha sonrasında, akarsuların aşındırma ve biriktirme faaliyetlerinin açıklanmasında iklim değişiklikleri de dikkate alınmıştır (Soergel, 1939). Akarsu sekilerinin aralanması ise deniz seviyesi oynamalarına bağlanmıştır (örneğin Baulig, 1950). Dış kuvvetlerin kontrolünü temel alan bu yaklaşımlara karşın içsel [internal] kontroller, yerşekillerinin gelişim hatlarını belirleyen bir mekanizma olarak ortaya konulmuştur (Schumm, 1979).

Birbirini sürekli olarak tekrar eden flüvyal süreçlerin varlığı inkâr edilemese de, dönemsellüğün orijini bir tartışma konusudur. Klimatik kuvvetlerin etkisi geçmişte olduğu gibi günümüzde de kıyasıya tartışılmaktadır. Örneğin Büdel (1977), glasyal dönemlerdeki flüvyal birikim ile interglasyal dönemlerdeki yarıma süreci (veya herhangi bir biriktirme sürecinin yokluğu) arasında tam bir uyum olduğunu iddia etmiştir. Diğerleri ise, iklim ile akarsuların akış sistemi arasında şu şekilde doğrudan bir ilişki olduğunu savunmuşlardır: Sıcak koşullar altındaki menderesli [meandering] akış tipine karşın soğuk koşullarda gelişen örgülü [braided] akış tipi. Bu tip yaklaşımların güncel örnekleri Ruegg (1993) tarafından Hollanda'daki Maas vadisi ve Veldkamp–Koonenberg (1993) tarafından Fransa'daki Allier için verilmektedir.

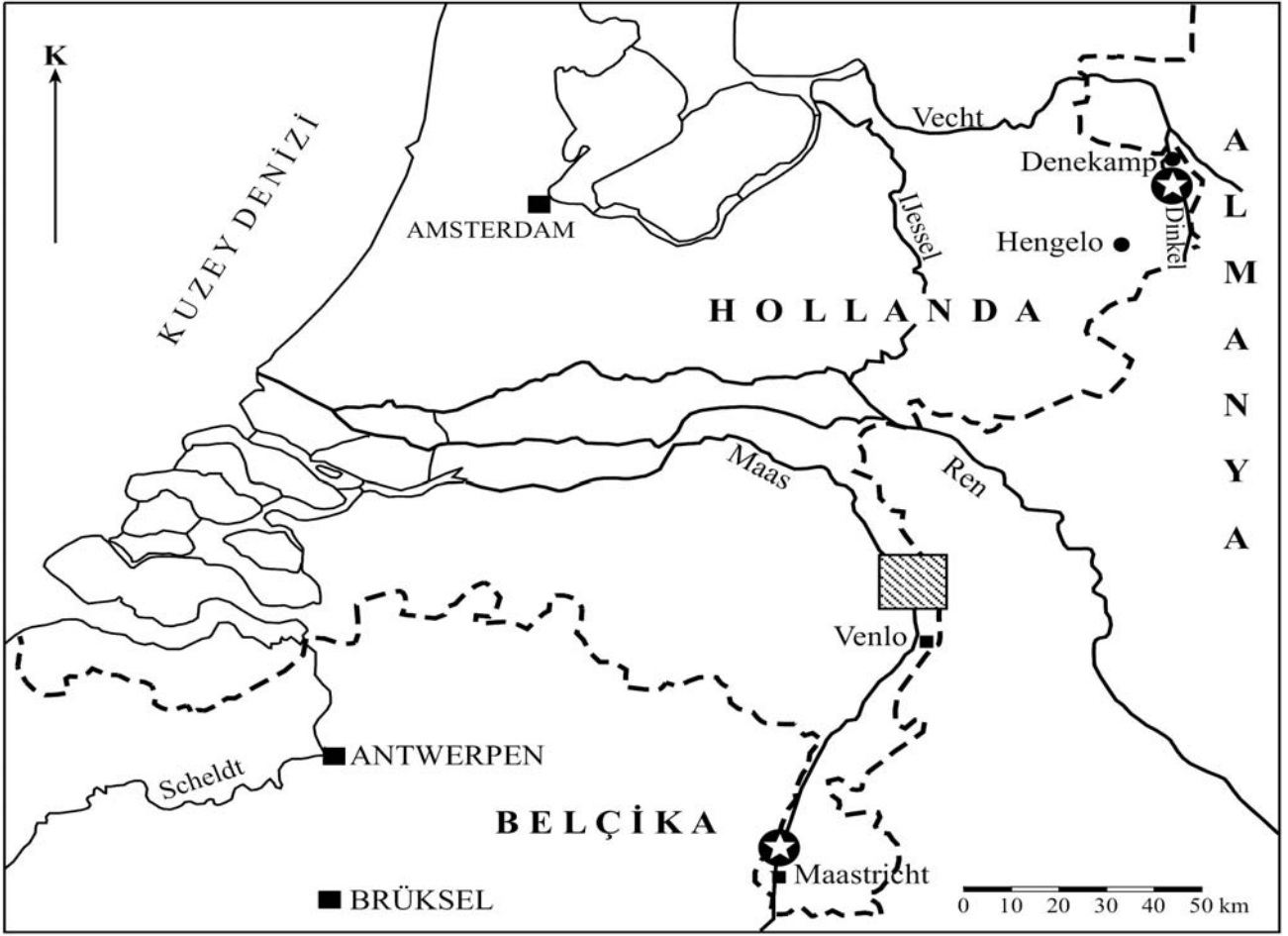
Bu makale, güncel arazi bilgileri kullanılarak güvenilir metodlarla tarihlenmiş ve kayıtları iyi tutulmuş olan flüvyal sediment serileriyle yukarıda ifade edilen deterministik ve doğrusal ilişkiyi sınamak amacıyla. Bu amaca örnek teşkil eden çalışmalar, deniz seviyesindeki değişimleri dışarıda bırakmak için kıyıda yeterli bir uzaklıkta bulunan ve aynı zamanda tektonik olarak sakin bölgelerden seçilmiştir.

2.Doğrusallık Prensibi

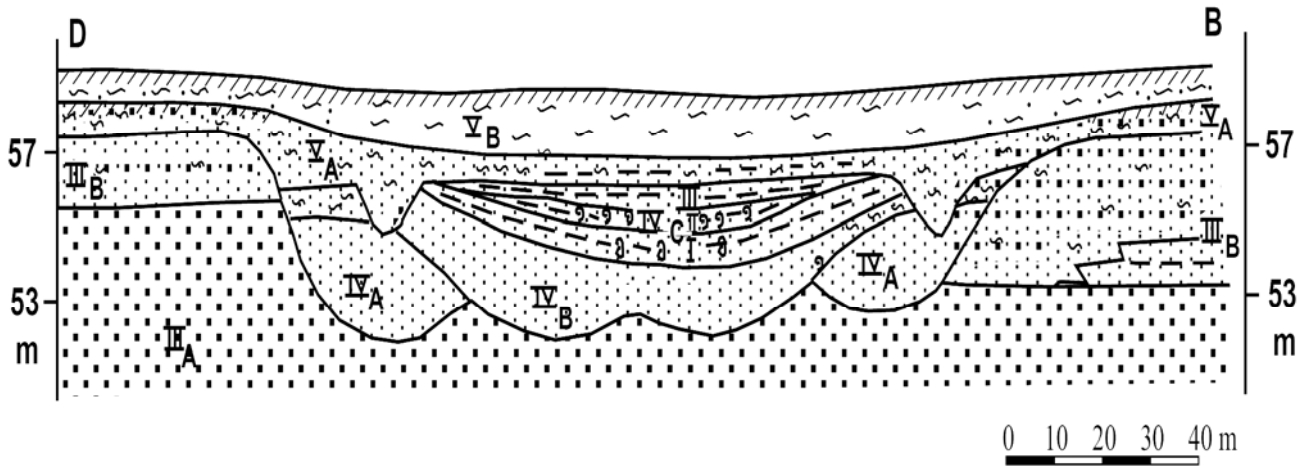
Ele alınan birinci örnek, direkt olarak iklim, flüvyal patern ve flüvyal süreçlerle bağlantılı olan klasik doğrusallık prensibinin geçerliliğini denetlemek için seçilmiştir. Sözkonusu örnek, Hollanda – Belçika sınır bölgesindeki Maas vadisinin tipik bir seki basamağındaki flüvyal serileri ele alır (Şekil 1). Bu seri, Saalian² döneminin başlarında, klasik olarak bir önceki sekinin yarılmasıyla başlamaktadır (Van Kolfshoten vd., 1993). Bu yarıma periyodunu, örgülü bir kanal sistemi içinde geniş çakıl depolarından oluşmuş bir birikme dönemi izler (Şekil 2: III). Permafrost koşullar altında gerçekleşen birikim, depo içi periglasyal deformasyonlarla [intraformational periglacial involutions]³ karakterize edilir (Vandenberghe vd., 1993). Flüvyal birikim periyodunun bu fazından sonra akarsu akış tipini örgülüden menderesliye çevirirken yatağını da birkaç metre kazmıştır. Bu süreç iklimin karasal step ortamını oluşturacak şekilde ılımanlaştığı; ancak mevsimsel donma çatlaklarının halen meydana geldiği bir dönemde gerçekleşmiştir. Kısa bir zaman sonra ise tam interglasyal koşullar hakim olmuştur (Belvedere interglasyali). Bu periyotta, yatağına hapsolan [confined] Maas nehri, ince taneli kanal dolgularından ve taşkın ovası sedimentlerinden oluşan alüvyal ovasını meydana getirmiştir (Şekil 2: IV –VA). Alüvyal ovanın yüksek kesimlerindeyse toprak oluşumu başlamıştır. Maas nehri, bir sonraki soğuk periyoda geçişte tekrar yatağına gömülmeye başlamıştır (Şekil 2 sınırları dışındaki alan). Yeni oluşan seki (Caberg sekisi) üzerindeki ince taneli sediment birikimiye (VB) taşkınlar sırasında meydana gelmiştir.

Bu yeni yarıma dönemi genç Saalian soğuk periyodunun başlangıcında meydana gelmiştir (Oksijen İzotop katı 6)⁴. Maas nehri böylece, Saalian'ın daha eski bölümünde gerçekleşen süreçlere benzer bir evrime yeniden başlamıştır (Şekil 3). Yarılmadan sonra, Eidsen – Lanklaar sekisinin çekirdeğini teşkil eden kalın bir çakıl deposu birikmiştir. Glasyal periyodun son döneminde ise eolien⁵ kumları depolanmıştır. Bu dönemi takip eden interglasyalde ise (Eemian)⁶ bir toprak tabakası oluşmuştur. Eemian interglasyali, gerçekleşen flüvyal aktivitenin kanıtlarından yoksundur; nitekim kesitler Eemian kanalının yerini içermemektedir.

Ele alınan ikinci örnek, Hollanda'nın doğusunda daha küçük bir havzaya sahip olan Dinkel nehrine aittir (Şekil 1). Burada yapılan sondajın tabanında (Şekil 4) yer alan ve günümüzden 27 – 28 bin yıl öncesine tarihlenen turba katmanı, Orta Pleniglasyal⁷'deki ılıman koşulların sona eriş zamanı temsil eder (Van Huissteden ve Vandenberghe, 1988). Bu dönemde flüvyal ortam için karakteristik olan stabilite, soğuk bir dönem olan Geç Pleniglasyal'in başlangıcında bozulmuş; akarsu erozyonu başlamıştır.

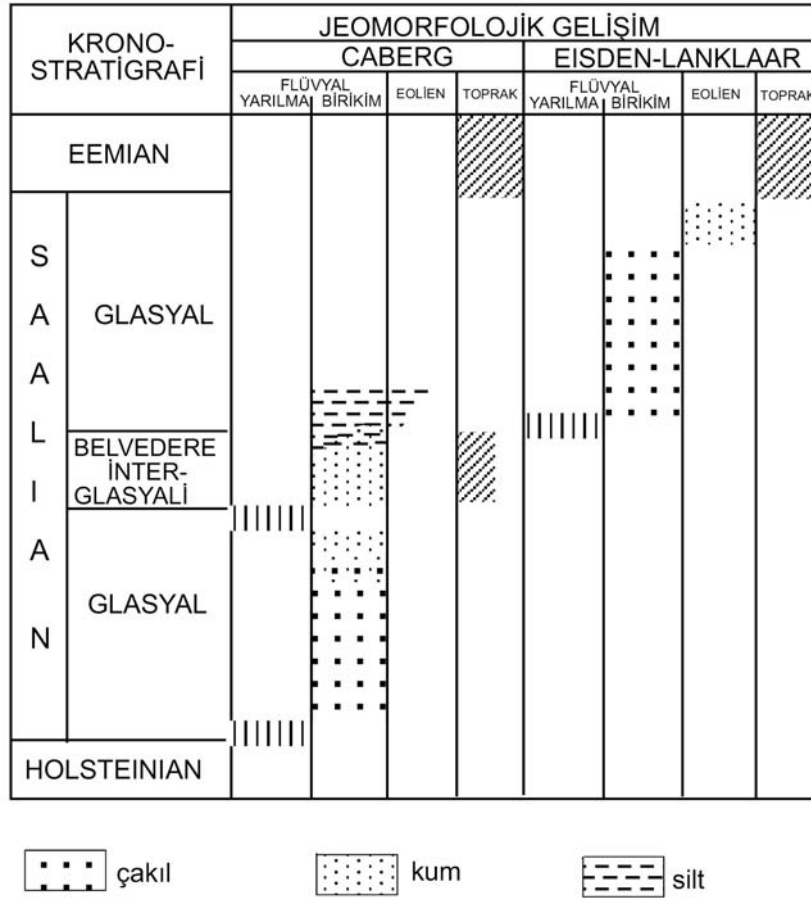


Şekil 1. Maastricht – Belvedere sahası ve Dinkel kesiminin lokasyon haritası (yıldızlı yerler)



Şekil 2. Maastricht – Belvedere’deki Saalian flüvyal depolarının sadeleştirilmiş kesiti.

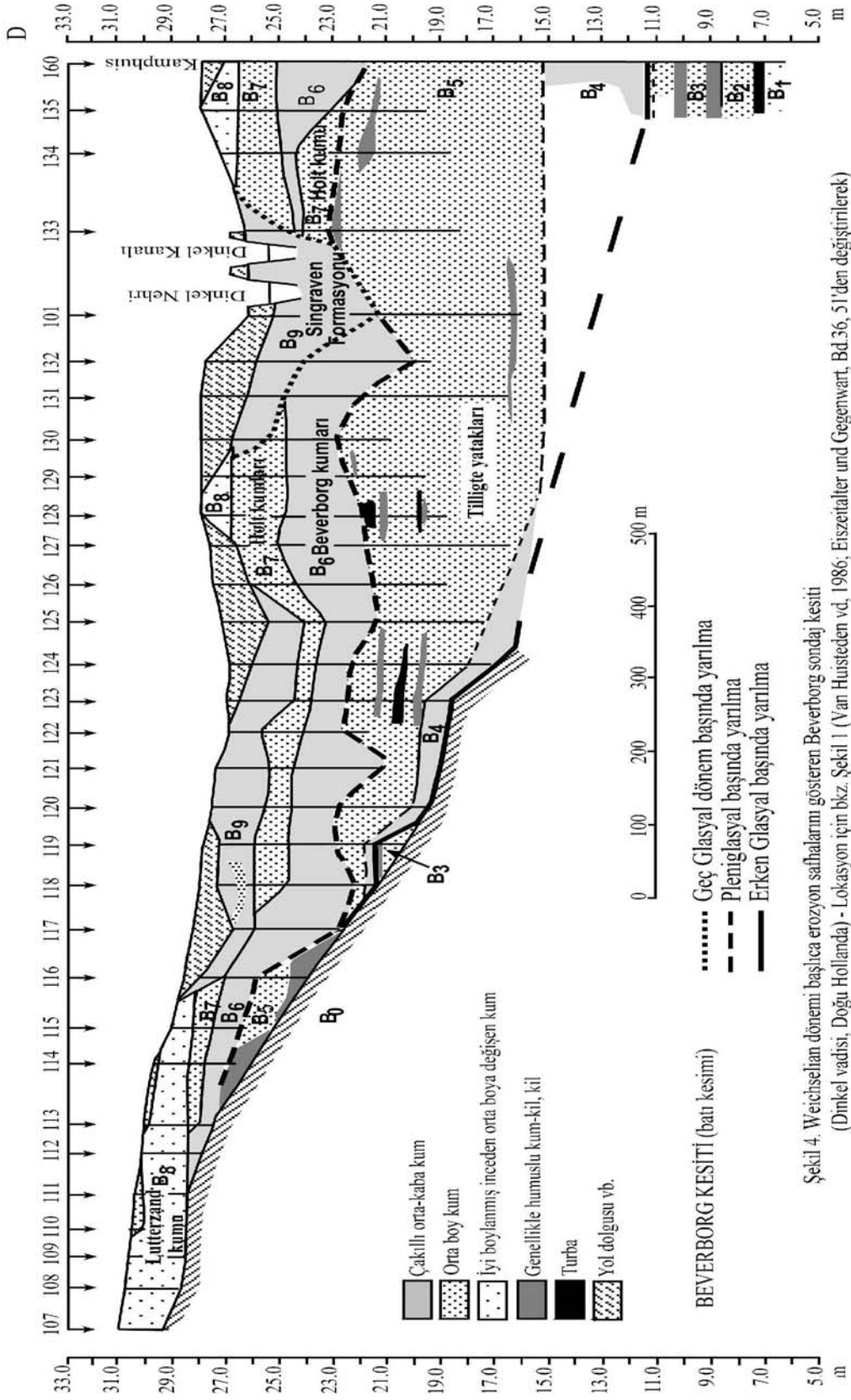
III: Örgülü akarsu çakılları, IVA-B: İnterglasyal dönem menderesli akarsuyunun kumlu burun seti depoları ve kanal dolguları, IVC: İnce taneli son menderesli kanal dolgusu, V: Geç Saalian dönem siltli-killi taşkın ovası depoları.



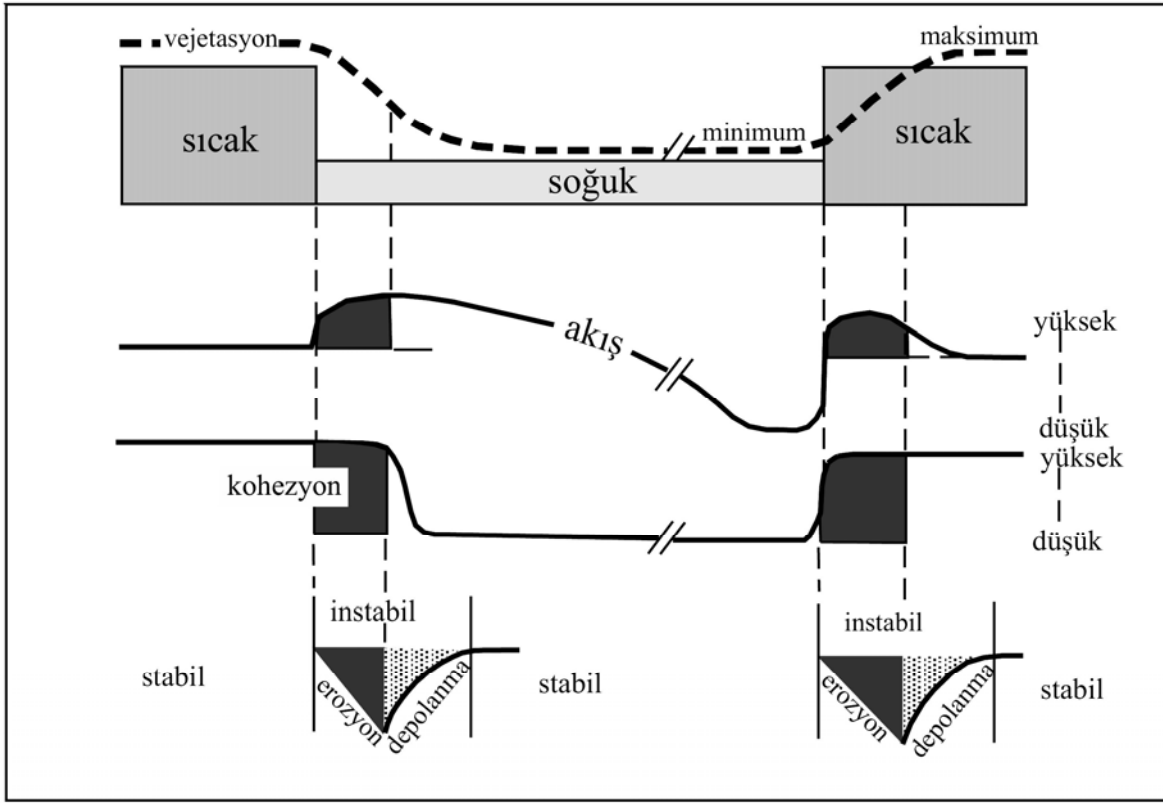
Şekil 3. Saalian sırasında Maastricht yakınlarındaki Maas nehrinin morfo-sedimentolojik serileri (Van Kolfshoten vd, 1993'ten izinle)

Daha sonra, örgülü sistemdeki flüvyal birikim, permafrost ortam ve azalan bitki örtüsü koşulları altında yaklaşık olarak 18 bin yıl önce gerçekleşmiştir (Vandenberghe and Van Huissteden, 1988). Böylece flüvyal aktivitenin etkinliği giderek azalmış ve sonunda yerini eolien süreçlere bırakmıştır. Bu genel stabilite dönemini, iklimin ani olarak soğuktan sıcak bir karaktere kavuştuğu ve vejetasyonun tekrar geliştiği Geç Glasyal⁸'in başlangıcındaki (günümüzden 13 bin yıl önce) yeni bir yarılma dönemi takip etmiştir. Bu yarılma periyodu ve sonrasındaki birikme son derece kısa bir sürede gerçekleşmiştir (her biri için yaklaşık 1000 yıl).

Maas ve Dinkel sistemleri için gözlenen akarsu aktivitesi, her iki iklim dönemi boyunca birbiriyle uyumlu özellikler göstermektedir. Bu gözlemlerin sonucunda bir flüvyal gelişim modeli ortaya konmuştur (Vandenberghe, 1993). Her bir dönem, düşük evapotranspirasyon oranlarına ve yüksek miktardaki su boşalmasına [discharge] neden olan sıcaklık değerlerindeki bir düşüşle başlar (Şekil 5). Bununla birlikte vejetasyon örtüsü sıcaklık değerlerindeki düşüşten sonra bir müddet daha yoğunluğunu muhafaza ederek toprağın stabil kalmasını sağlar (Bkz. Rose, 1995). Akarsuyun sediment yüküne göre debisindeki artış yarılmayı tetikler. Belirli bir zaman sonra, periglasyal koşulların etkinliğini arttırmasıyla vejetasyon yoğunluğu azalır ve sonuçta özellikle yüzey akışı yoluyla akarsu kanalına daha fazla miktarlarda sediment taşınır. Bu durum, akarsuyun başlangıçta kanalı bir önceki seviyeye dek doldurarak biriktirme yapmasına yol açar. Sedimentasyon, düzensiz akış rejimi ve taşınan büyük orandaki sediment miktarının varlığı nedeniyle esas olarak örgülü tipte gerçekleşir. Tersine, soğuk dönemin geç safhalarında aşınma ile birikme arasında göreceli bir denge oluşur ve eolien aktivite hâkim kuvvet haline gelirken akarsu etkinliği büyük ölçüde zayıflar.



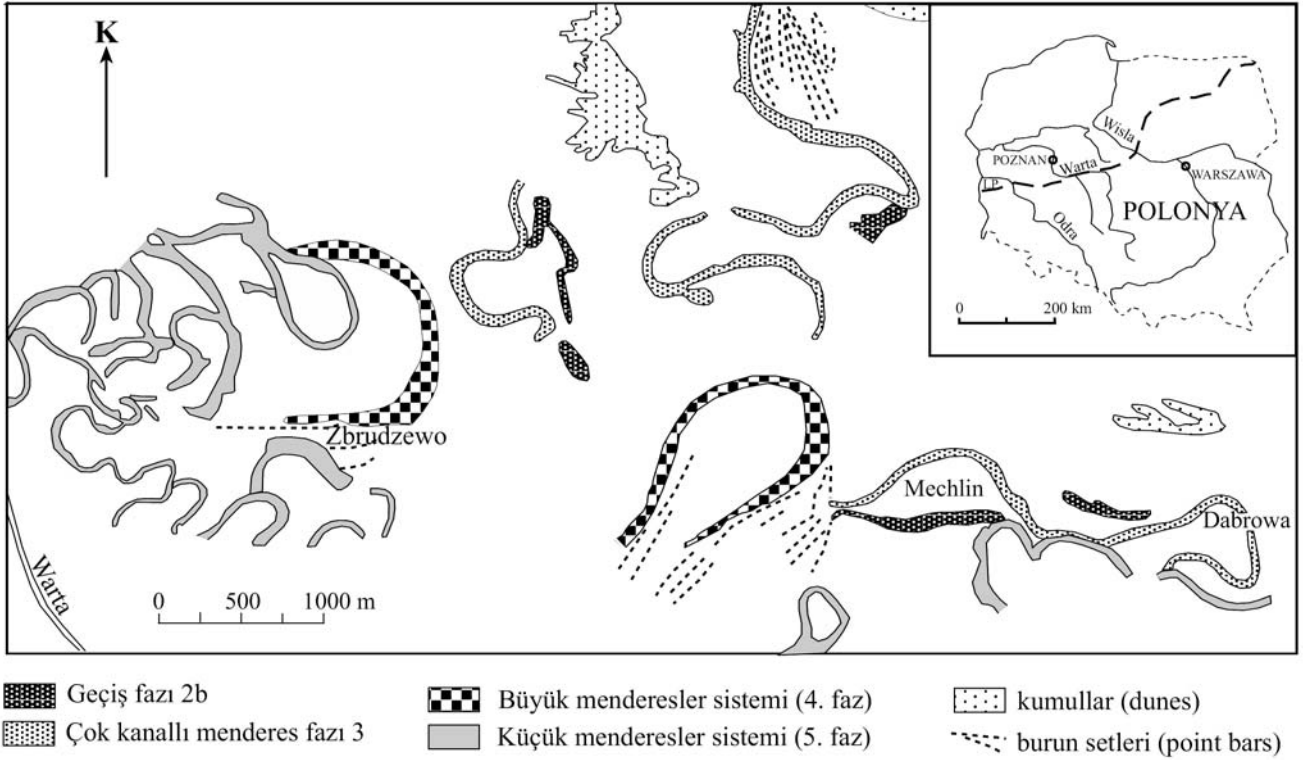
Şekil 4. Weichselian dönemi başlıca erozyon safhalarını gösteren Beverborg sondaj kesiti
(Dinkel vadisi, Doğu Hollanda) - Lokasyon için bkz. Şekil 1 (Van Huisteden vd, 1986; Eiszeitalter und Gegenwart, Bd.36, 51'den değiştirilerek)



Şekil 5. İklim ve iklim kaynaklı parametrelerle ilişkili olan flüvyal stabilite ve instabilite değişimlerini gösteren model.

Sıcak dönemin başlarındaysa, vejetasyon gelişimi başlangıçta gecikir ve böylelikle evapotranspirasyon oranları düşük, su boşalımı ise nisbi olarak yüksek olur. Bununla birlikte, zamanla toprak tabakası stabil hale geldiği için akarsudaki sediment yükü azalır; böylelikle akarsu yatağını kazmaya başlar ve menderesli akış tipine geçer. Evapotranspirasyon oranındaki daha sonraki artışlar debinin azalmasına yol açarak akarsu aktivitesinde kanalın dolmasını ve önceki yerçekli formuna dönüşü sağlayan bir değişime sebep olur. Takip eden interglasyal sırasında vadi tabanının stabilitesiyle, akarsuyun alüvyal ovası boyunca yaptığı yanal göçlerle [lateral migration] ve toprak oluşumuyla açıklanır.

Buraya kadar olan analizden, yarıлма etkinliğinin iklimatik geçişlerde [climatic transition] gerçekleştiği sonucu çıkarılabilir (soğuk dönemden sıcak döneme geçiş ve sıcak dönemden soğuk döneme geçiş). Yarıлма dönemleri göreceli olarak kısa sürelidir ve hemen hemen eşit oranda hızlı birikim dönemleriyle takip edilir. Bu iki kısa süreli instabil dönem arasında ise yanal sediment birikiminin ve erozyonun aşağı yukarı dengede olduğu uzun bir stabilite hüküm sürmektedir. Buna benzer bir gelişim Rose ve arkadaşları tarafından da (1980) ifade edilmiştir. Olayların bu şekilde sıralanması ve sedimantasyon tipleri yalnızca iklimatik faktörlerle açıklanamaz; bunun yanında özellikle havzadaki toprakaltı kohezyonunun yüzey akışıyla ilişkisi de önemli bir etkidir. Yarıлма, hem toprak kohezyonu, hem de su boşalımı arttığında gerçekleşirken takip eden birikim ise esas olarak ya önceki kohezyon oranı ya da su boşalım oranı azaldığında meydana gelir (Şekil 5; ayrıca bkz. Rose and Boardman, 1983). Sonuç olarak, gecikme etkisi [delay effect], yani bir soğuk dönemin başlangıcında vejetasyon örtüsünün ortadan kalkmasındaki ve bir sıcak dönemin başlangıcında vejetasyon örtüsünün gelişmesindeki gecikme, iklime oranla instabil dönemlerin meydana gelmesinde çok daha önemli bir rol oynar (Bkz. Rose, 1995).



Şekil 6. Poznan'ın güneyindeki Warta nehrinin paleo-hidrolojik rekonstrüksiyonu (Vandenberghe vd, 1994'ten değiştirilerek)

Vejetasyonun akım ve sediment temini [sediment yield] üzerindeki rolü, farklı bir açıdan olmasına rağmen Knox (1972) tarafından da vurgulanmıştır. Knox, daha fazla miktardaki yağışın vejetasyon örtüsünden yoksun olan yüzeye düşmesinden ötürü, maksimum 'jeomorfik etkinliğin' kurak iklimden nemli bir iklime geçiş sürecinde meydana geldiğini öne sürmektedir. Ancak periglasyal zonda daha nemli ve sıcak bir iklime geçişte, alg topluluklarının gelişimi ve hemen sonrasında otsu bitkilerin yoğunluğunun artması nedeniyle vejetasyon daha hızlı reaksiyon verir (Van Geel vd., 1989). Bu koşulların sonucu olarak, Weichselian⁹ Pleniglasyali – Geç Glasyal geçişinde ve Belvedere İnterglasyali'nin başlangıcında görüldüğü gibi akarsular yataklarını derine kazmışlardır.

Daha çok süreç orijinli bu model, akarsuların iklime verdiği tepkinin Büdel'in teorisinde ifade edilenden daha karmaşık olduğunu ve iklimle flüvyal gelişim arasındaki direkt – doğrusal ilişkinin kabul edilmediğini göstermektedir.

3.Doğrusal Olmayan Flüvyal Tepkinin Karakteristiği

Flüvyal morfolojinin, sedimantolojinin ve kontrol mekanizmalarının evrimindeki tepkisellik bir diğer örnekte de gösterilmektedir. Bu örnekte, soğuk Weichselian Pleniglasyali ile 13 bin yıl önce başlayan (kalibre edilmemiş radyokarbon yaşı) ve nisbi olarak daha sıcak geçen Geç Glasyal geçişindeki hızlı iklim değişikliğinin etkileri, iki alçak bölge [lowland] akarsuyu olan Polonya'daki Warta vadisi ve Hollanda'daki Maas vadisi üzerinde incelenmiştir.

Buzulun geri çekilmesinden sonra Warta nehri, günümüzden 12.7 bin yıl öncesine kadar örgülü akış tipinde teşekkül etmiştir (Kozarski, 1983). Ardından, akarsu sistemi akış tipini değiştirerek (Vandenberghe vd., 1994) daha dar, hafif kavisli kollarla çok kanallı [multichannel] bir tipe dönüşmüştür (Şekil 6). Kanallar, önceki döneme ait örgülü sistemin değişken kanallarının tersine sınırlanmıştır. Terk edilen kollardaki su biriktilerinde depolanan organik birikimler göreceli olarak kesin radyokarbon tarihleri vermekte ve polen stratigrafisinin oluşturulmasına olanak sağlamaktadır.

Deponun tabanı Bölling periyodunun günümüzden 12.3 bin yıl önceki son kısmını göstermekte ve kanalın bu zamandan önce terk edilmiş olması gerektiğine işaret etmektedir (Bohncke vd., 1995). Bir sonraki evre, kanal sisteminde herhangi bir reel değişimi göstermemekte; ancak, yanal göç enine kesitteki hafifçe eğimlenmiş burun setleriyle net olarak belli olmaktadır. Bu sistemin sonu günümüzden 11.9 bin yıl önceye tarihlenebilmektedir. Sistem, sonraki evriminde daha çok menderesli bir tipe dönüşmüştür; fakat kanallar dardır ve alansal dağılımları birçoğunun aynı zaman sürecinde aktif olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla bu sistem çok kanallı – menderesli ya da anastomosingdir¹⁰. Bu sistemin sonu için günümüzden 11.6 yıl öncesine ait bir tarih elde edilmiştir. Bu son aşama ise, geniş ve tek bir kanalda iyi gelişmiş menderesli akışı ve büyük menderes dalga boyunu göstermektedir. Birbirinden farklı jenerasyonlara sahip olan ve daha önce ifade edilen yanal göçe işaret eden burun seti depoları hem sediment içeriklerinden, hem de topografyadan ayırt edilebilmektedir.

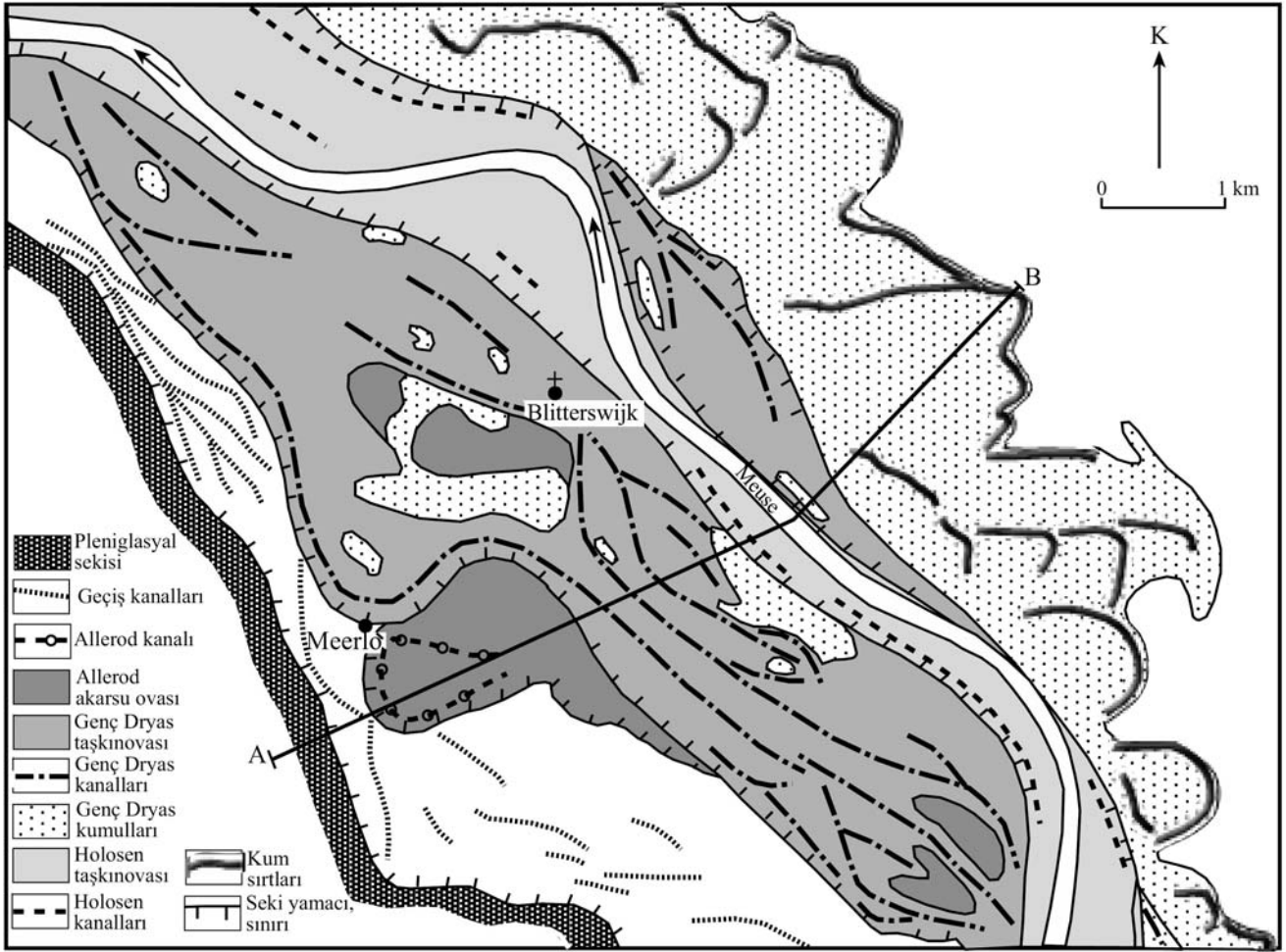
Hollanda'daki aşağı Maas vadisi oldukça benzer bir akış sistemi göstermektedir (Kasse vd., 1995; Vandenberghe vd., 1994). Sistemin başlama zamanı yine örgülü bir akarsu sisteminde olmak üzere Weichselian Geç Pleniglasyalı'dır. Terkedilmiş bir kanaldan elde edilen en yaşlı organik materyal (G.Ö 12.7 bin yıl), bu örgülü sistemdeki nihai aktivitenin kanıtını teşkil eder. Akarsu gelişiminin yeni evresi düşük sinüselliikteki kanal sistemiyle karakterize olur. Çok sayıdaki dar kolların varlığı, bu geçiş sisteminin o zaman için hala çok kanallı olduğunu göstermektedir (Şekil 7). Bu sistemin genç kısımları daha sinüseldir ve kanallar, yüksek sinüselliğe sahip geniş ve büyük mendereslerin gelişimiyle karakterize olan bir sonraki evreye ait tek kanal tipine tedrici geçişi temsil edecek şekilde genişler. Bu menderesler asimetrik kesitleri ve burun seti depolarıyla karakterize olur. Sözkonusu menderesli sistemin başlangıcı günümüzden 11.8 bin yıl önce gerçekleşmiş ve tüm Allerod periyodu boyunca devam etmiştir.

Bu iki akarsu sisteminin evriminden çıkarılan en dikkat çekici sonuç, Pleniglasyal – Geç Glasyal geçişindeki morfolojik değişimin sade ve basit bir mekanizmayla değil; tersine, günümüzden 13 ile 11.8 – 11.6 bin yıl öncesi arasında aşamalı bir gelişimle olduğudur. İlk başta birleşen kanallar [collecting channels] olarak kullanılmaya devam eden bazı eski kanallar, tedrici olarak düz akıştan [straight] menderesli tipe doğru yavaş bir değişim göstermiştir. Sonunda ise, tek kanallı – geniş menderesli akış Geç Glasyal interstadyali'nin ılıman koşullarına uyum sağlamıştır. Böylece, akarsu sisteminin, yeryüzü şeklinin ve sedimentolojik süreçlerin yaklaşık 13 bin yıl önceki hızlı iklim değişikliğine geciken tepkisi 1300 yılı aşan içsel [intrinsic] evrim mekanizmasının adaptasyon süresini gösterir (Schumm, 1979 ile karşılaştırınız).

4.Akarsu Etkinliğindeki Bir Değişim için Gerekli Genel Önşartlar

Warta ve Maas nehirlerini ele aldığımızda, her iki akarsuyun daha sonraki gelişim süreçlerinde çok açık bir farklılık öne çıkmaktadır (Vandenberghe vd., 1994). Warta nehri, Allerod interstadyali sırasında teşekkül eden menderesli akışını bu dönemi takip eden Genç Dryas'ın tüm periyodu boyunca korumuştur. Ancak, aynı periyotta, Maas nehri akış tipini kavisli ve düz kanallardan oluşan ve çoklu bir sistemle karakterize edilen örgülüye tipe çevirmiştir. Genç Dryas sırasında her iki bölgedeki iklim koşullarının oldukça benzer olduğu kabul edildiğinden ötürü (Isarin, 1995), farklılığın nedeni, bu iki sistemin taşıdığı sedimentlerin tane boyu büyüklüğündeki farklılıklar nedeniyle lokal koşullarda bulunabilir. Maas'ın taşıdığı sedimentler Warta'ninkilerden hayli büyüktür (Vandenberghe, 1995). Bununla ilişkili olarak, Maas vadisinin eğimi çok daha fazladır (0.2 – 0.3 m/km'ya karşın 0.15 m/km). Havzalar arasındaki büyük farklılıklar ve bunların akarsu adaptasyonu üzerindeki etkileri Rose (1995) tarafından da ifade edilmiştir.

Böylece, Genç Dryas döneminin daha soğuk iklim koşulları, Maas nehrinin eşiklerini [threshold]¹¹ aşarak yeni koşullara adapte olmasına sebep olurken Warta vadisinde böyle bir durum gözlenmemiştir. Bu farklılık, her iki sistemin eşiklerinden farklı uzaklıkta olmalarına ya da iklimik değişimin her iki bölge için farklı magnitüde gerçekleşmesine bağlanabilir. Ancak her durum için, iklim değişimi kısa süreli olduğunda lokal koşulların önemli roller üstlendiği sonucuna varılabilir.



Şekil 7. Venlo'nun kuzeyindeki Maas sekilerinin jeomorfoloji haritası (Şekil 1'deki taralı bölge)

5. Tartışma ve Sonuç

Yukarıda tartışılan örnekler, iklim değişiminin zamana bağlı olarak akarsu aktivitesinin tarzını belirleyen önemli bir faktör olduğunu göstermektedir. Bununla beraber, flüvyal yerçekli ve sedimentlerinin iklim değişimine karşı verdikleri tepki, bazı yazarların söylemiş olduklarından daha karmaşıktır. Bu durum aşağıdaki sebeplere bağlanabilir: (a) Flüvyal süreçler yalnızca iklime bağlı değildir; bunun yanında toprakaltı kohezyonu ve evapotranspirasyon gibi bir dizi fiziksel parametrenin ürünüdür. (b) Toprakaltı kohezyonu ve evapotranspirasyon gibi faktörler büyük oranda, sonunda iklimik değişime tepki veren vejetasyon tarafından belirlenir. (c) Akarsuların, akış tiplerini ve eğimlerini yeni koşullara adapte edebilmeleri için zamana gereksinimleri vardır. Yani bir akarsu sisteminin evrimi, yalnızca iklimin bir fonksiyonu olarak gelişmez; zaman da önemli bir tayin edici faktördür.

Bu bakımdan dört zaman ölçüsü ayırt edilebilir:

- (1) 100.000 yıllık zaman ölçüsünde (glasyal – interglasyal salınımlar) flüvyal evrim, genel bir ifadeyle ve sistemin tektonik çerçevesi içerisinde, iklime bağlı olarak gelişir.
- (2) 10.000 yıllık zaman ölçüsünde (bir soğuk – sıcak dönem) flüvyal sistemin vereceği tepki iklime bağlı olarak gelişen vejetasyon, toprak kohezyonu ve yüzey akışı gibi parametrelerce belirlenir. Kısa süreli instabil evreler uzun stabil dönemlerle aralanır. Instabil evreler iklimik geçişlerde gerçekleşir.

(3) 1000 yıllık zaman ölçüsünde (bir instabil evre) akarsuyun tepkisi sistemin içsel evrimi tarafından belirlenir.

(4) 100 yıllık zaman ölçüsünde (en küçük iklim değişikliği süresi) -lokal- eşiklerin belirtilen etkileri çok önemli bir parametredir (Klimatik eşikler: İklim değişikliğinin süresi ve şiddeti; morfolojik ve sedimantolojik eşikler: Vadinin eğimi, taşınan sedimentin miktarı ve çapı).

Teşekkür

Eleştirel okumaları ve yararlı önerileri için hakemlere teşekkür ederim.

Çevirmenin Notları

¹ Bu makale, Quaternary Science Reviews baş editörü Sayın Jim Rose tarafından verilen izin sayesinde Türkçe'ye çevrilmiştir. Makalenin orijinal künyesi: “**Vandenbergh, J. (1995): Timescales, Climate and River Development. Quaternary Science Reviews, Vol. 14, pp. 631–638, Elsevier**” dir. Baş editöre ve makalenin yazarına teşekkür ederiz. *(This article has been translated in Turkish thanks to Mr. Jim Rose who is chief editor of Quaternary Science Reviews. The original identity of the article is that: “Vandenbergh, J. (1995): Timescales, Climate and River Development. Quaternary Science Reviews, Vol. 14, pp. 631–638, Elsevier ” We would like to thank the chief editor of the journal and the author of the article).*

² Saalian: Bu dönem, günümüzden yaklaşık olarak 190 – 130 bin yıl önce yaşanan glasyal döneme Kuzey Avrupa literatüründe verilen isimdir. Bu dönem Alp kronojisinde Riss, İngiltere’de Wolstonian, Kuzey Amerika’da ise Illinoian olarak adlandırılır. Okyanuslardaki oksijen izotopları oranlarının değişimine dayanarak yapılan global paleoklimatik kronolojideki karşılığı ise MIS (marine isotopic stage) 6’dır.

³ İntraformational periglacial involution: Bu terim, konsolide olmayan yüzey materyalinin periglasyal aktiviteler nedeniyle deformasyona uğramasını ifade eder.

⁴ Oksijen isotopu katı 6: Bu dönem, yaklaşık 190 – 130 bin yıl öncesindeki buzul dönemini ifade eder. Karasal karşılıkları yukarıda belirtilmiştir.

⁵ Eolien: Genel kapsamıyla rüzgâr aktivitelerini ifade eden bir terimdir. Eolien süreçler daha çok kurak (sıcak ve soğuk çöller) ortamda etkindirler. Eolien erozyon, korazyon; eolien taşıma süreci, deflasyon; eolien depolar ise lös-kumul vb. olarak bilinir.

⁶ Eemian: Bu dönem, Pleistosen’in son interglasyal periyoduna Kuzey Avrupa literatüründe verilen isimdir. İngiltere kronolojisinde Ipswichian, Alp kronojisinde Riss/Würm ve Kuzey Amerika’da ise Sangamon olarak adlandırılır. Saalian döneminin yaklaşık 130 bin yıl önce sona ermesini takiben başlamış ve tartışmalı olmakla birlikte yaklaşık 115 bin yıl önce sona ermiştir. Oksijen izotopu kayıtlarındaki karşılığı 5e’dir. Yapılan araştırmalar bu dönemin günümüzden ortalama 1–2° C daha sıcak geçtiğini, Avrupa’nın büyük kısmının ormanlarla kaplı olduğunu göstermiştir.

⁷ Pleniglasyal: Bu dönem (G.Ö 74 – 10 bin yıl), izotopik kayıtlara göre Son Glasyal dönem (G.Ö 115 – 10 bin yıl) içerisinde yer alır. Bazı yayınlarda “Full Glacial” olarak da geçer. Son Glasyal dönemin Pleniglasyal’e kadar olan bölümü (G.Ö 115 – 74 bin yıl) ani iklim değişiklikleriyle karakterize olur ve çoğu yayında Erken Glasyal (Early Glacial) olarak adlandırılır. Pleniglasyal, kendi içerisinde üç alt dönemden oluşur: Alt Pleniglasyal (G.Ö 74 – 58 bin yıl), Orta Pleniglasyal (G.Ö 58 – 23 bin yıl) ve Üst Pleniglasyal (G.Ö 23 – 10 bin yıl). Bu alt dönemlerin her biri sırasıyla izotopik kayıtlardaki 4 – 3 – 2 katlarına karşılık gelir. Orta Pleniglasyal, diğer iki dönemden daha ılık geçmiştir. Örneğin izotopik kayıtlara göre Alt Pleniglasyal’de deniz seviyesi -75 m., Orta Pleniglasyal’de -50 m., Üst Pleniglasyal’de ise -120 m. düşmüştür. Üst Pleniglasyal’de, yaklaşık 22 – 18 bin yıl önce Son Glasyal Maksimum yaşanmış ve günümüzden 13 bin yıl önce Geç Glasyal olarak adlandırılan dönem başlamıştır.

⁸ Geç Glasyal: Son Glasyal’in yaklaşık olarak günümüzden 13 – 10 bin yıl önceki son bölümüdür. Bu dönem hızlı iklim salınımlarıyla (stadyal ve interstadyaller) karakterize olur; ancak, genel olarak Son Glasyal’in önceki dönemleriyle karşılaştırıldığında ortalama sıcaklıklarda artışlar ve step vejetasyonunda genişleme olmuştur. Geç Glasyal dört kısma ayrılmıştır: (a) Bolling interstadyali (G.Ö 13 – 12 bin yıl), (b) Older (Eski) Dryas stadyali (G.Ö 12 – 11.8 bin yıl), (c) Allerod interstadyali (G.Ö 11.8 – 11 bin yıl), (d) Younger (Genç) Dryas stadyali (G.Ö 11 – 10 bin yıl). Bunlardan en önemlisi Genç Dryas’tır ki, bu dönem oldukça soğuk ve kurak geçmiş; göl seviyeleri düşmüş, eolien aktivite artmış ve step-halofit flora genişlemiştir.

⁹ Weichselian: Eemian interglasyalinden sonraki Son Glasyal döneme Kuzey Avrupa literatüründe verilen isim. Alp kronolojisindeki karşılığı Würm, İngiltere’deki Devensian ve Kuzey Avrupa’daki ise Wisconsin’dir. İzotopik kayıtlardaki karşılığı 5e – T1 arasındadır. Yaklaşık olarak günümüzden 115 bin yıl önce başlamış ve 10 bin yıl önce sona ermiştir.

¹⁰ Anastomosing: Ana akarsudaki aşırı birikim nedeniyle yatakta meydana gelen çatallanmayı ifade eden jeomorfolojik terim. Bu tipte, yataktaki kollar ağ benzeri bir yapı meydana getirmek üzere düzensiz olarak ayrılır ve birleşirler.

¹¹ Eşik [Threshold]: Flüvyal bir sistemde, meydana gelen bir değişikliğin (iklim, tektonik, deniz seviyesi, sediment yükü, debi, vejetasyon, toprak kohezyonu vs.) akarsu mekanizmasının işleyişine etki edebilmesi için erişmesi gereken sınır. Bu sınır geçildiğinde sistem gerçekleşen değişime tepki verir. Bu bakımdan hemen her akarsu farklı eşik değerlerine sahiptir ve makalede incelenen Maas ve Warta nehirleri örneğinde açıkça görüldüğü gibi her iki sistem de Genç Dryas'ta meydana gelen hızlı iklim değişimine farklı tepkiler vermiştir. Eşik kavramı için söz edilmesi gereken bir başka nokta, gerçekleşen değişimin süresidir. Gerek vejetasyon, gerekse toprak kohezyonu gecikmeli tepki veren fiziksel süreçler olduğundan bu durum flüvyal sistemin reaksiyon süresini de dolaylı olarak etkilemektedir. Eğer gerçekleşen değişiklik yeteri kadar uzun değilse flüvyal sistem buna tepki vermeyebilir. Buradaki sürenin ne kadar olduğu halen tartışma konusudur. Ayrıntılı bilgi için yazarın özellikle Quaternary Science Reviews'ta yayımlanmış diğer makalelerine başvurulabilir.

Referanslar

- Baulig, H. (1950) *Essais de Géomorphologie*, Paris, Publ. de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Faz. 114
- Bohncke, S., Kasse, C. and Vandenberghe, J. (1995) "Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland", *Quaestiones Geographicae*, Spec. Issue 4, 43 – 64.
- Büdel, J. (1977) *Klima – Geomorphologie*, Gebrüder Bornträger.
- Davis, W. M. (1899) "The geographical cycle", *Geographical Journal*, 14, 481 – 504.
- Isarin, R. (1995) "Reconstruction of the climate in Northwestern and central Europe during the Weichselian Lateglacial", *Terra Nostra*, 2/95, INQUA XIV Int. Congress, Abstracts, 121.
- Kasse, C., Vandenberghe, J. and Bohncke, S. (1995) "Climatic Change and Fluvial Dynamics of the Maas During the Late Weichselian and Early Holocene", *Palaoklimaforschung*, 14, (in press).
- Knox, J. (1972) "Valley Alluviation in Southwestern Wisconsin", *Annals of the Association of American Geographers*, 62, 401– 410.
- Kozarski, S. (1983) "River Channel Adjustment to Climatic Change in West Central Poland", In: Gregory, K. (ed), *Background to Palaeohydrology*, 355 – 374.
- Penck, W. (1924) *Die Morphologische Analyse*, Ein Kapitell der physikalischen Geologie.
- Rose, J., Turner, C., Coope, G. R. and Bryan M. D. (1980) "Channel Changes in a Lowland River Catchment Over the Last 13,000 Years", In: Cullingford, R. A., Davidson, D. A. and Lewin, J. (eds), *Timescales in Geomorphology*, 159 – 175.
- Rose, J. and Boardman, J. (1983) "River Activity in Relation to Short – Term Climatic Deterioration", *Quaternary Studies in Poland*, 4, 189 – 198.
- Rose, J. (1995) "Lateglacial and Early Holocene River Activity in Lowland Britain", *Palaoklimaforschung*, 14, (in press).
- Ruegg, G. (1993) "Alluvial Architecture of the Quaternary Rhine – Meuse River System in the Netherland", *Geologie en Mijnbouw*, 72, 321- 330.
- Schumm, S. (1979) "Geomorphic Thresholds: The Concept and its Applications", *Transactions Institute British Geographers*, 4, 485 – 515.
- Soergel, W. (1939) "Das Diluviale System", *Fortschritte Geologie und Paleontologie*, XII – 9, 1 – 92.
- Vandenberghe, J. (1995) "Postglacial River Activity and Climate: State-Of-The-Art And Future Prospects", *Palaoklimaforschung*, 14, (in press).
- Vandenberghe, J. and Van Huissteden, J. (1988) "Fluvio – Aeolian Interaction in a Region of Continuous Permafrost", *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, 1, 876 – 881.
- Vandenberghe, J., Mommersteeg, H. and Edelman, D. (1993) "Lithogenesis And Geomorphological Processes of the Pleistocene Deposits At Maastricht – Belvedere", *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, 7 – 17.
- Vandenberghe, J., Kasse, C., Bohncke, S. and Kozarski, S. (1994) "Climate – Related River Activity at the Weichselian – Holocene Transition: A Comparative Study of the Warta and Maas Rivers", *Terra Nova*, 6, 476 – 485.
- Van Geel, B., Coope, R. G. and Van Der Hammen, T. (1989) "Palaeoecology and Stratigraphy of the Lateglacial Type Section at Usselo (The Netherlands)", *Reviews of Palaeobotany and Palynology*, 31, 359 – 448.
- Van Huissteden, J. and Vandenberghe, J. (1988) "Changing Fluvial Style of Periglacial Lowland Rivers During the Weichselian Pleniglacial in the Eastern Netherlands", *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band, 71, 131 – 146.
- Van Kolfshoten, T., Roebroeks, W. and Vandenberghe, J. (1993) "The Middle and Late Pleistocene Sequence at Maastricht – Belvedere: The Type Locality of the Belvedere Interglacial", *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, 81 – 91.
- Veldkamp, A. and Kroonenberg, S. (1993) "Late Quaternary Chronology of the Allier Terrace Sediments (Masif Central, France)", *Geologie en Mijnbouw*, 72, 179 – 192.