

## ژئوسیستم‌های نامتعادل: تحلیل قوانین لیپانوف در شکل‌گیری الگوها (نوآوری در حوزه دانش ژئومورفولوژی)

عادل سپهر: استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران \*

وصول: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۲۰، صص ۶۴-۵۱

### چکیده

زمانی که صحبت از تعادل در ژئومورفولوژی می‌شود، بی‌شک قبل از هر چیز، چرخه فرسایشی دیویس در ذهن نقش می‌بندد. در برابر نگاه ایستایی به تحولات لندفرم‌ها، تفکر تعادل پویا یا تعادل دینامیکی که ریشه در پژوهش‌های جیلبرت دارد، قرار گرفته است. سوال اصلی اینجاست که آیا همه سیستم‌های باز نظیر ژئوسیستم‌ها در هر مکان و زمان، حالت تعادل را جستجو می‌کنند؟ فارغ از اینکه به تفکر دیویس و اصل ایستایی تحولات اعتقاد داشته باشیم یا به تعادل پویا در نگاه جیلبرت باور ذهنی خود را پرورش داده باشیم، پاسخ به این سوال را باید در قوانین ترمودینامیک غیرخطی کنکاش کرد. در اینجا دیگر قوانین مکانیک نیوتنی که بر احوالی کلید نظریه دیویس است قادر نخواهد بود تا بر شکل‌گیری و فروپاشی الگوها، تغییرات لحظه‌ای ژئوسیستم‌ها، پاسخ‌ها و اشکال کاتاستروفی و وجود الگوهای فراکتالی پاسخ دهد. تئوری پایداری لیپانوف درک دقیقی از بازخوردهای مثبت و منفی ژئوسیستم‌ها ارائه می‌دهد. لیپانوف نشان داد که واگرایی در زمان، پیدایش الگوهای آشوب را به همراه دارد. دینامیک الگوهای مکانی شکل گرفته در ژئوسیستم‌ها، علاوه بر وجود شرایط نامتعادل، بیانگر وقوع نقاط تعادلی جدید در طی زمان است. اگر بر پایه اصل انتروپی پذیرفته‌ایم که همه سیستم‌های باز تعادل خود را در حداکثر انتروپی کنکاش می‌کنند، می‌بایست متصور شد که زمین به عنوان یک ژئوسیستم ماکرو و سایر ژئوسیستم‌ها و اکوسیستم‌های موجود در آن هنوز به نقطه محتوم ماکزیمم انتروپی دست نیافته‌اند. لذا دینامیکی از تحولات و تغییرات چشم‌انداز را در ژئوسیستم‌های زمین و تمامی سیستم‌های باز موجود در آن شاهد هستیم. این دینامیک با بروز الگوهای دوره‌ای، آشوب و اشکال فراکتالی در ژئوسیستم‌ها همراه است. در این مقاله سعی شده است تا قوانین پایداری حاکم در شرایط نامتعادلی در ژئوسیستم‌ها بر پایه نظریه لیپانوف و ترمودینامیک غیرخطی مورد بررسی قرار گیرد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که خودتنظیمی حاصل از اتلاف انرژی در سیستم، الگوهای مکانی و رفتارهای آشوب گونه را در محدوده نامتعادلی رقم می‌زند که دینامیک این رفتارها، می‌تواند به مثابه کلیدی در پیش‌بینی پاسخ‌های ژئوسیستم به اغتشاشات محیطی ملاک عمل قرار گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** ژئوسیستم نامتعادل، لیپانوف، الگوهای مکانی، ترمودینامیک غیرخطی

- شرح واژگان و مفاهیم بکارگرفته شده که نظریه بر پایه آن استوار شده است

آنچه در این نوشتار آمده است در قالب نظریه‌ای جدید نمی‌تواند مطرح باشد، ولی به این حقیقت نیز باید اذعان نمود که طرح مفاهیم ترمودینامیک در ژئومورفولوژی و بویژه در ادبیات ژئومورفولوژی ایران بخوبی تبیین نشده است، لذا مفاهیمی که در این نوشتار مطرح می‌شود، واژگان و مفاهیمی است که در علم ترمودینامیک رایج و بکار گرفته می‌شود. واژگانی چون تعادل، پایداری، ناتعادلی، انتروپی و آشوب که در این مقاله بحث شده است.

- فرایند تکوین و تطور نظریه

مطالعه و شناخت فرم و فرآیندهای حاکم در توسعه ناهمواری‌ها، نیازمند درک دقیقی از رفتارها و پاسخ‌های سیستم‌های ژئومورفیک که تحت عنوان ژئوسیستم‌ها از آن‌ها یاد خواهد شد، در گام‌های زمانی و در اغتشاشات محیطی گوناگون می‌باشد. پاسخ‌هایی که ریشه در ماهیت غیرخطی فرم‌ها و الگوها و حاکمیت توابع دیفرانسیلی در دینامیک پدیده‌ها در ژئومورفولوژی دارد. دانشمندان گوناگون حوزه ژئومورفولوژی در دریچه زمان و مکان تعابیر گوناگونی از برداشت‌های خود برای بررسی این روابط در ژئوسیستم‌ها داشته‌اند. پژوهش‌هایی که با فرضیات دیویس جان تازه‌ای گرفت و با نگاه متفاوت جیلبرت به معرفت‌شناسی جدیدی در جهان ژئومورفولوژی منجر شد. آنچه که تفکر همه این دانشمندان را به یکدیگر پیوند زده است، رویکردی متفاوت ایشان در رسیدن به پاسخ یک اصل مهم در

شکل‌گیری لندفرم‌هاست و آن اصل پایداری و تعادل<sup>۱</sup> است. مقوله‌ای که چالش مهم امروز برای فهم دقیق از آستانه‌ها، رفتارها و پاسخ‌های ژئوسیستم، روند تغییرات پدیده‌ها و دینامیک الگوهای ژئوسیستم‌ها محسوب شده است.

از پژوهش‌های استرال (۱۹۵۰)، شوم (۱۹۵۶)، چورلی (۱۹۶۲)، هووارد (۱۹۶۳) گرفته تا پژوهش‌های فیلیپس در دهه‌های اخیر (۱۹۹۰، ۱۹۹۲، ۱۹۹۳، ۱۹۹۴، ۱۹۹۵، ۲۰۰۶) و رامشت (۱۳۸۲)، همگی بر ضرورت مطالعه این مفهوم تاکید دارد. شناخت مفهوم تعادل و پایداری در سیستم‌های باز همانند ژئوسیستم‌ها، نیازمند درک درستی از روابط ترمودینامیکی و اصول فیزیکی حاکم بر پدیده‌ها است. بر پایه اصل دوم ترمودینامیک، تمام سیستم‌های بسته حالتی با انتروپی بالا را در زمان جستجو می‌کنند. به عبارتی از انرژی زیاد با حداقل انتروپی به انرژی کم با حداکثر انتروپی دست می‌یابند. بر پایه این اصل، این فرآیند را می‌توان تعادل<sup>۲</sup> نامید. به عبارتی در سیستم‌های بسته، همواره حالتی از تعادل پایا وجود خواهد داشت.

در مقابل در ترمودینامیک غیرخطی، سیستم‌های باز را سیستم‌های دور از تعادل<sup>۳</sup> در نظر می‌گیرند. این اصل که به تئوری ترمودینامیک نامتعادل یا ناتعادلی<sup>۴</sup> (در مقابل ترمودینامیک حالات متعادل) بر می‌گردد، تحت عنوان تئوری ساختارهای اتلافی<sup>۵</sup> توسعه یافته است. به عبارتی در سیستم‌های باز مانند ژئوسیستم‌ها، تبادل

1 - Stability and equilibrium

2 - equilibrium

3 - far from equilibrium

4 - non-equilibrium thermodynamic

5 - dissipative structures

برای درک این موضوع، تغییراتی که در هنگام حرارت دادن آب اتفاق می‌افتد را در نظر بگیرید. در هنگام حرارت، الگوهای متفاوتی در قطره‌های آب شکل می‌گیرد (الگوهای شش ضلعی) و در نهایت اغتشاش حاصل از برخورد ذرات موجب فروپاشی و تبخیر می‌گردد. در ترمودینامیک، گرما را عامل یا پارامتر کنترلی<sup>۵</sup> می‌گویند. یک متغیر خارجی که می‌تواند موجب حرکت سیستم‌های پیچیده باز به سمت رفتارها و الگوهای متفاوت شود. در مقابل عامل تنظیم کننده<sup>۶</sup>، توصیف ماکروسکوپی از ظهور الگوهای منظم و نامنظم (مانند الگوهای شش ضلعی و حالات اغتشاش آب) است. این عامل درکی از روابط بین بخش‌های پیچیده یک سیستم باز را در قالب الگوهای مکانی ارائه می‌دهد. به علت تغییرات عوامل درونی، انتظار می‌رود که همواره نوسانی از دینامیک الگوها را در زمان شاهد باشیم. زمانی که دگرگونی‌های متغیرهای سیستم به یک نقطه بحرانی یا همان آستانه می‌رسد، پایداری عامل تنظیم کننده دچار افت و اختلال شده و بدنبال آن الگوی جدیدی ظهور خواهد یافت.

در ژئوسیستم، تمایل به حالات ناعادلی را می‌توان در مراحل ابتدایی تحول پس از تغییر چشم‌گیر در ورودی‌های ژئوسیستم مشاهده نمود. زمانی که پس خوراند (فیدبک) مثبت بیشتر از پس خوراند های منفی شود، منجر به شکل‌گیری فرم‌های دیفرانسیلی در ژئوسیستم خواهد شد. برای مثال جریان‌های فرسایشی در مراحل آغازین شکل‌گیری دره‌های فرسایشی که منجر به تغییرات دیفرانسیلی خواهد شد. بدنبال

انرژی که اتلاف و کاهش آنرا در سیستم موجب می‌شود، در نتیجه رفتارهای درون سیستم موجب شکل‌گیری حالت پایدار موقتی<sup>۱</sup> در سیستم‌های باز می‌شود. در ژئومورفولوژی، چنین حالات موقتی در پایداری لندفرم‌ها، به شکل رفتارهای آشوب مانند<sup>۲</sup>، الگوهای منظم و اشکال فراکتالی، بروز می‌کند. به دیگر سخن، شکل‌گیری این الگوها، شرایط ناعادلی ژئوسیستم را بازگو می‌کند.

با توجه به پیچیدگی مفاهیم ترمودینامیک و مصداق یابی آن به زبان ریاضی در ژئومورفولوژی نظرات لیپانوف می‌توانست سنخیت بهتری را با مباحث ژئومرفیک داشته باشد لذا سعی شد با بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر سیستم‌های باز، شکل‌گیری الگوها و رفتارهای آشوب در ژئوسیستم‌ها تحلیل شود. رفتارهای آشوب (کوآتیک) و الگوهای منظم<sup>۳</sup> به عنوان شاخصی از ژئوسیستم‌های نامتعادل در این مقاله مورد بحث قرار گرفته و مصداق سازی شده است.

#### - بحث و شرح نظریه

بطور کلی، ترمودینامیک کلاسیک محدود به سیستم‌های تعادلی یا بهتر همان سیستم‌های بسته می‌شود. اما انتقال ماده و انرژی و بدنبال آن انتقال و تغییر فرآیندها را باید سیستم‌های اتلافی که در نتیجه جریان ماده و انرژی، دور از تعادل (ناعادلی) قرار دارند، کنکاش کرد که تحت شاخه ترمودینامیک ناعادلی یا غیرخطی<sup>۴</sup> بررسی می‌شوند.

1 - locally stable

2 - chaotic

3 - regular patterns

4 - non linear thermodynamics

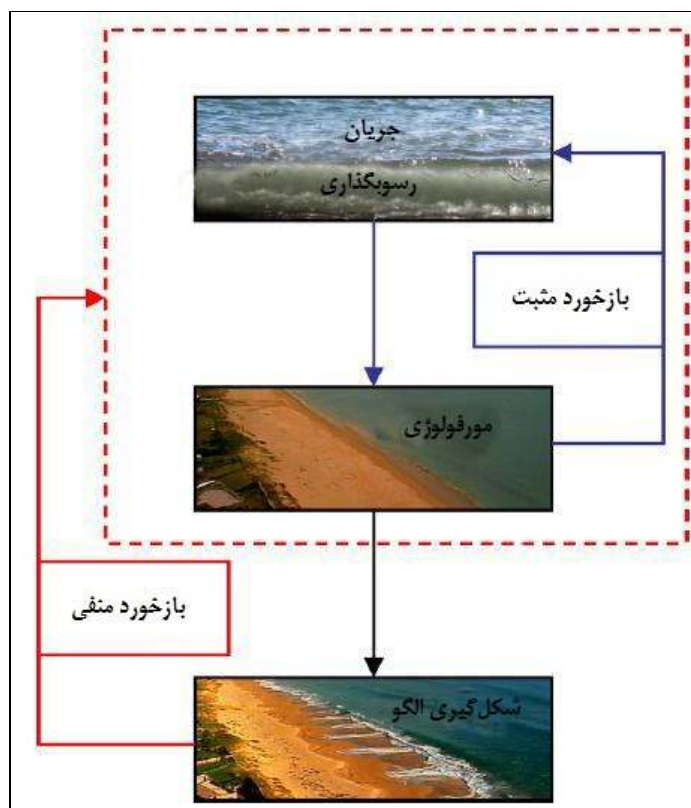
5 - control parameter

6 - order parameter

اطلاعات و ویژگی خودتنظیمی سیستم‌های باز برای رسیدن به انروپی بالا، کاهش و اتلاف انرژی را در این سیستم‌ها به همراه دارد. بطور کلی در سیستم‌های دور از تعادل شاهد شکل‌گیری الگوهای منظم و تقریباً منظمی هستیم که بازخورد جریان انرژی در سیستم است. در شکل ۲، انواع الگوهای حاصل از اتلاف انرژی نمایش داده شده است.

فیدبک‌های منفی در زمان، تحولات لندفرم و تعادل دینامیکی را شاهد هستیم. شکل‌گیری الگوهای نوار ساحلی، مثالی از همین روابط بازخورندهاست (شکل ۱).

بر پایه اصل انروپی، جریان انرژی در سیستم، جریان اطلاعات سیستم را دستخوش تغییر قرار می‌دهد. گاه این تغییرات ریشه در دینامیک مولفه‌های درونی سیستم دارد و گاه در پاسخ به اغتشاشات بیرونی، اطلاعات سیستم را دگرگون می‌کند. دگرگونی



شکل (۱) طرح شماتیک از شکل‌گیری الگوها در ژئومورفولوژی (فزونی بازخورد مثبت در قبال بازخورد منفی، موجی از الگوهای دیفرانسیلی را رقم می‌زند)



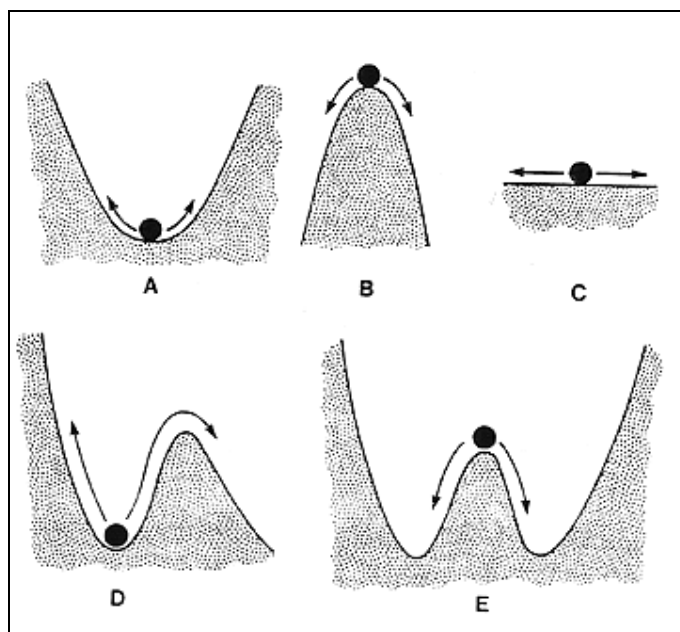
شکل (۲) انواع الگوهای در شرایط نامتعادل: ژئوسیستم‌ها با شرایط ناتعادلی هر کدام بر حسب رخدادهای دوره‌ای، آستانه‌ها و شرایط آشوب، الگوهای منظم را شکل می‌دهند.

ژئوسیستم‌ها رقم زده است و یا ناپایداری لحظه‌ای را در بسیاری از لندفرم‌ها به نمایش می‌گذارد، حالتی است که ژئوسیستم در شرایط پایداری دوجانبه با نقاط تعادلی چندگانه مشابه بخش E در شکل ۳ قرار دارد. این وضعیت همان حالت ناتعادلی در ژئوسیستم است. بگذارید قبل از ورود به مبحث چگونگی شکل‌گیری الگوها در این وضعیت، نگاهی به این وضعیت داشته باشیم.

#### - ژئوسیستم‌های نامتعادل<sup>۱</sup>

در نگاه سیستمی اگر یگ گوی را به مثابه ژئوسیستم و دره را به مثابه وضعیت و حالت سیستم در زمان پنداریم، مفاهیم تعادل ایستا، دینامیکی، فرادینامیکی و لحظه‌ای را می‌توان بصورت شکل ۳ نمایش داد. اما سوال این است که الگوهای منظم حاصل از خودتنظیمی ژئوسیستم‌ها را در کدام وضعیت سیستم می‌توان مشاهده کرد؟ حالت نامتعادل در کدام وضعیت بروز می‌کند؟ آنچه طیفی از الگوهای منظم را در

1 - non-equilibrium geosystems



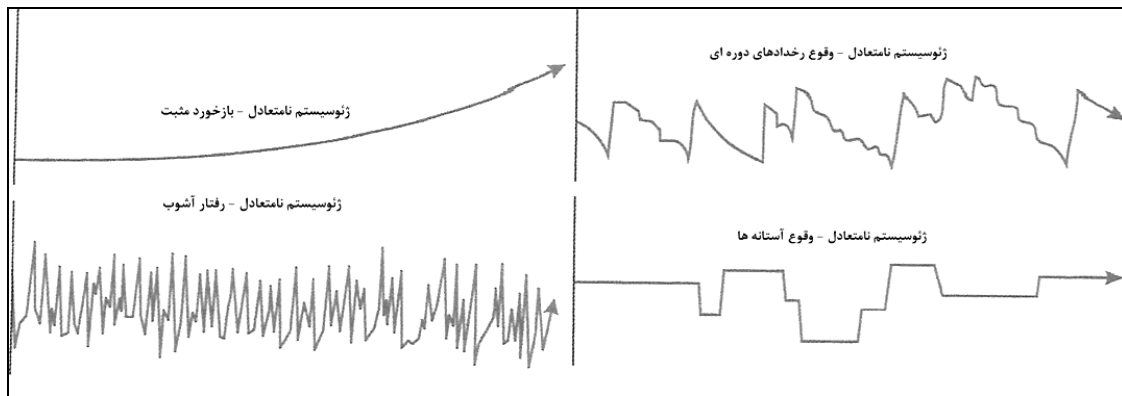
شکل (۳) A: Stable equilibrium (تعدادل پایا، تعدادل ایستا): گوی پس از اختلال و آشوب‌های محیطی به سمت منطقه تعدادل پیش می‌رود. اگر عمق دره که معرف عمق سیستم است، زیاد باشد، به این شرایط تعدادل پایدار گفته می‌شود

B: Unstable equilibrium (تعدادل ناپایدار): گوی بدنبال اولین اغتشاش از تعدادل خارج می‌شود.  
 C: Neutrally stable equilibrium (تعدادل پایدار خنثی): گوی در هر مکان جابجایی، حالت ایستا دارد.  
 D: Meta-stable equilibrium (تعدادل فراپایدار): گوی قابلیت برگشت به نقطه اولیه تعدادل را پس از اغتشاشات آرام و نه خیلی بزرگ دارد. در این حالت امکان عبور گوی از حالت اولیه تعدادل بدنبال اغتشاش شدید وجود دارد که در این حالت عملاً برگشت پذیری به شرایط قبل برای سیستم مقدور نیست.  
 E: Meta-stable equilibria with multiple stable states (تعدادل فراپایدار چندگانه، تعدادل دو جانبه لحظه‌ای): گوی بسته به اینکه تعدادل ناپایدار در کدام سمت است، یک یا چند سطح تعدادلی را پس از اغتشاشات تجربه می‌کند.

چهار نوع اصلی از ژئوسیستم‌های نامتعدادل شامل: ژئوسیستم‌های نامتعدادل دوره‌ای (تناوبی)<sup>۱</sup>، ژئوسیستم‌های نامتعدادل آستانه<sup>۲</sup>، ژئوسیستم‌های نامتعدادل با بازخورد مثبت<sup>۳</sup> و ژئوسیستم‌های نامتعدادل آشوب<sup>۴</sup> هستند (شکل ۴).

ژئوسیستم‌های نامتعدادل، در شرایط تعدادل ترمودینامیکی قرار دارند آنچه تغییرات حالت و انتقال انرژی را در این شرایط سبب می‌شود. بسیاری از الگوهای منظم و تقریباً منظم که در شکل بسیاری از لندفرم‌های ژئومورفولوژی دیده می‌شود، مانند ریپل مارک‌ها، برخان‌ها، الگوهای منظم آبراهه و سایر اشکال هندسی در شکل ناهم‌واری‌ها، الگوهای مکانی متناوبی هستند که در شرایط ناعدالی ژئوسیستم‌ها در دوره‌های زمانی تکرار می‌شوند.

1 - episodic  
 2 - thresholds  
 3 - positive feedbacks  
 4 - Chaotic



شکل (۴) چهار نوع حالت ناعادلی که موجب بروز ویژگی‌های خاص مانند الگوهای منظم دوره‌ای و رفتارهای آشوب مانند در ژئوسیستم‌ها می‌شود.

مقادیر  $R > R_c$ ، محدوده‌ای از مقادیر  $K$  تعریف شده است که نمایانگر پایداری یک اکوسیستم است. برای توصیف اینکه چه اتفاقی در شرایط ناعادلی در ژئوسیستم‌ها روی می‌دهد، سیستم ناعادلی را در یک فضای سه بعدی تجسم کنید (شکل ۵). یک سیستم ناعادل می‌تواند به عنوان یک نقطه در فضای سه بعدی شامل سه بعد  $N$ ،  $R$  و  $\Gamma$  بررسی شود. "R" مشابه عدد رایلی در سیالات است که معرف بزرگی اندازه نیروهای پیش برنده در برابر افت و پخش است. عدد رایلی<sup>۱</sup>، یک عدد بدون بعد می‌باشد که در دینامیک سیالات نشان دهنده‌ی نسبت نیروی شناوری به پخش گرما می‌باشد. این عدد در انتقال گرمای جابجایی طبیعی کاربرد دارد. گاما ( $\Gamma$ )، مشخص کننده شکل‌گیری الگوها و در ارتباط با جریان انرژی است. "N"، مبین عناصر داخلی سیستم است. وقتی که مختصات ترمودینامیکی یک سیستم به هر طریقی، چه خود به خود و چه به سبب عوامل خارجی تغییر کنند، گفته می‌شود که سیستم تغییر حالت داده است. هنگامی که حالت یک جسم تغییر

بیشتر ژئوسیستم‌ها تمایلی به سمت فرم‌ها و حالات پایدار و ایستا نشان نمی‌دهند، جاییکه جریان انرژی حکمفرماست. شرایط ناعادلی در ژئوسیستم‌ها تحت تغییرات تدریجی حاصل از پاسخ و واکنش سیستم به بازخوردهای مثبت است.

بسیاری از سیستم‌های طبیعی در الگوهای مختلف زمانی - مکانی یافت می‌شوند. الگوهای دوره‌ای و متناوب، رایج‌ترین و معمول‌ترین این الگوها در سیستم‌های طبیعی است. این الگوها را می‌توان در مقیاس‌ها و اندازه‌های گوناگون مشاهده کرد. از جمله این الگوها، می‌توان به الگوهای نواری پوشش گیاهی در مناطق حد گذر بیابان (مناطق نیمه خشک) اشاره داشت. در بحث شکل‌گیری الگوها، الگوهای دوره‌ای و تناوبی، معمولاً پلی بین الگوهای مرکب و الگوهای همگن می‌باشند. در حقیقت جریان همرفتی فیزیکی، الگوی یک پدیده را در طبیعت رقم می‌زند. نقش جریان همرفتی زمانی مشهودتر است که عدد زبری  $R$  که بیانگر تغییرات و تفاوت‌های درجه حرارت است از یک مقدار بحرانی  $RC$  تجاوز کند، در این حالت سیال از حالت پایداری خارج می‌شود. بطور کلی برای

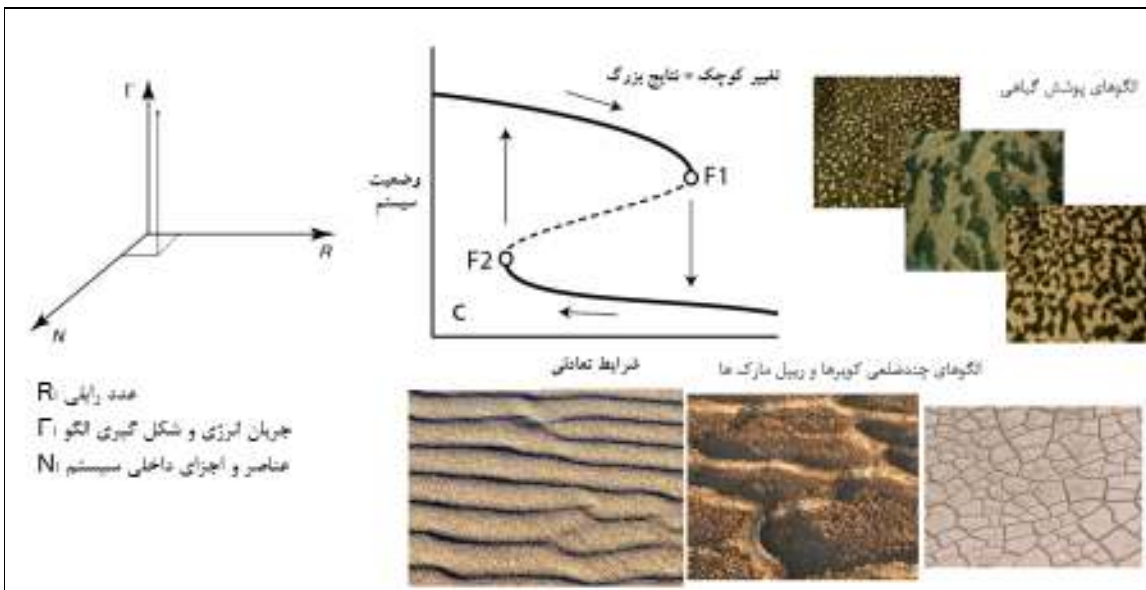
1 - Rayleigh number

انترویی بالا، نوسانی از الگوهای منظم را در زمان ایجاد می‌کند.

شکل‌گیری ریپل مارک‌ها، مثالی از تغییرات انرژی و شرایط ناعادل ژئوسیستم است. در زمانیکه نیروهای جلوبرنده که عمدتاً باد در بیابان و آب در سواحل است، قوی باشد، ذرات ماسه بلند شده و از جا کنده می‌شوند، اما به موجب افزایش انرژی ذره و کاهش انرژی جنبشی سیال، ذرات پس از زمانی، با برخورد به زمین و سایر ذرات، انرژی خود را بصورت گرما هدر می‌دهد. بنابراین در زمانیکه حالتی از سیستم اتلافی یا ناعادلی شکل می‌گیرد، شاهد شکل‌گیری الگوهای منظم مکانی در ریپل‌ها هستیم. از نظر ژئومورفولوژی نیز این مطلب اینگونه بیان می‌شود که ریپل مارک در مناطق حمل (جاییکه میزان فرسایش و رسوبگذاری برابر است) شکل می‌گیرند.

می‌کند، معمولاً برهم‌کنش‌هایی بین سیستم و محیط آن رخ می‌دهد. هنگامی که شرایط برای هر سه نوع تعادل مکانیکی، شیمیایی و گرمایی برقرار باشند، اصطلاحاً گفته می‌شود که سیستم در حالت تعادل ترمودینامیکی است. تحت این شرایط هیچ‌گونه تمایلی برای تغییر حالت، نه در سیستم و نه در محیط آن، وجود ندارد.

سیستم‌ها نامتعادل، در زمانیکه مقدار بی بعد رایلی (میزان هدررفت) از حدود آستانه تجاوز کند تشکیل الگوهای منظم مکانی را می‌دهند. بر اساس شکل ۵، الگوهای منظم دوره‌ای در محدوده ناعادلی ( $F_1$  و  $F_2$ ) که معرف محدوده کاتاستروپی حاصل از عبور سیستم باز از گذرهای آستانه می‌باشند شکل می‌گیرند. به عبارتی این مرز در مثال جوشش آب، زمانی است که اشکال شش ضلعی در قطرات آب ایجاد می‌شود. در چنین محیط ناپایداری اما در شرایط تعادل لحظه‌ای یا همان ناعادلی، آشفتگی حاصل از جریان‌ات انرژی و خودتنظیمی سیستم در اتلاف انرژی جهت رسیدن به



شکل (۵) شکل‌گیری الگوهای منظم حاصل از اتلاف انرژی در ژئوسیستم‌ها



می‌تواند هشدار برای نزدیکی ژئوسیستم‌ها به آستانه‌های گذر قلمداد شود.

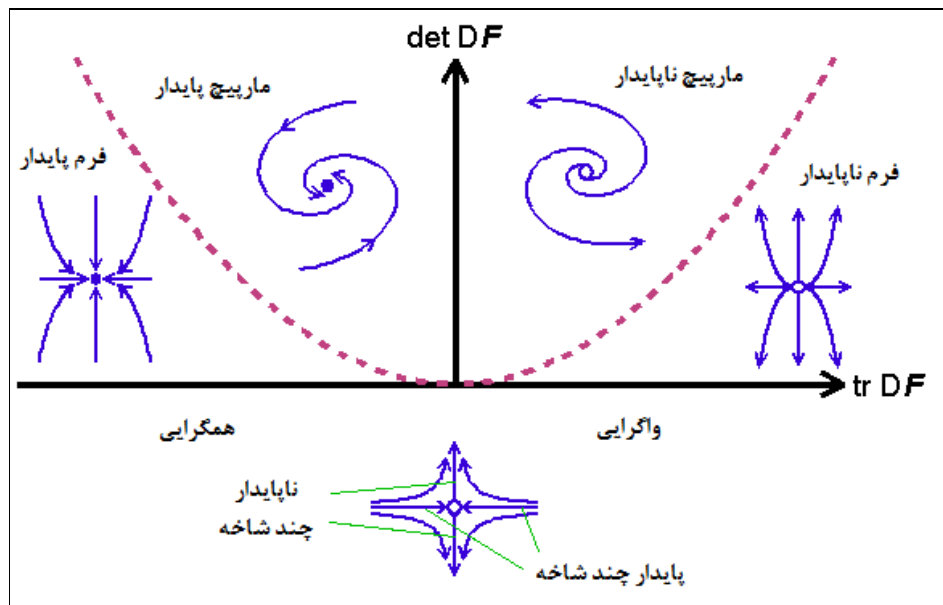
#### - نظریه پایداری لیاپانوف و الگوهای منظم

زمانی که صحبت از تغییرات یک پدیده در زمان می‌شود و معادلات دیفرانسیلی غیر خطی مطرح می‌شوند و به جرات می‌توان امروزه ژئومورفولوژی را شناخت معادلات دیفرانسیلی حاکم بر دینامیک پدیده‌ها و لندفرم‌ها در طول زمان قلمداد کرد، نام ریاضیدان برجسته روسی، الکساندر میخائیلویچ لیاپانوف (۱۸۵۷-۱۹۱۸) و نظریه پایداری سیستم‌های دینامیکی وی به ذهن راه می‌یابد.

به زبان خیلی ساده، بر پایه تفکر لیاپانوف، پایداری یک نقطه در طول زمان، به همگرایی رفتار نقطه در طول زمان بستگی دارد. به عبارتی لیاپانوف، نمادی برای پایداری و ناپایداری سیستم‌های پویا در زمان نشان داد، به گونه‌ای که مثبت بودن این نماد به مفهوم رفتار واگرا در زمان و شرایط ناعادلی (رفتارهای آشوب مانند) در سیستم و منفی بودن نماد به معنی همگرایی و پایداری سیستم در زمان است. این موضوع در شکل ۶ نمایش داده شده است.

بر پایه این تفکر، کوچکترین تغییرات در سیستم‌های نامتعادل، پاسخ‌های شدیدی را از سیستم در برخواهد داشت. برای مثال، یک تغییر کوچک در دبی آب دریاچه ارومیه، به علت تغییر در اطلاعات ورودی به سیستم، پاسخی غیر خطی از ژئوسیستم را بصورت اثری بزرگ در چشم‌انداز دریاچه نشان داده است (سپهر، ۱۳۹۱).

از آنجا که ژئوسیستم‌ها در شرایط ناعادلی، در نزدیکی آستانه‌ها، شرایط ناپایدار لحظه‌ای را تجربه می‌کنند، کوچکترین تغییر در اطلاعات سیستم که می‌تواند ناشی از اغتشاشات بیرونی باشد، جریان انرژی سیستم را دگرگون و پاسخ سیستم برای یافتن نقطه تعادلی جدید با انترویی بالا، چشم‌اندازی جدید از ژئوسیستم ارائه می‌دهد. مطمئناً انتخاب آگاهانه نقاط تعادلی ریشه در خودتنظیمی سیستم‌های باز دارد و زمانیکه ژئوسیستم از آستانه‌های بحرانی عبور کرد، بی شک نقطه تعادلی جدید را به سختی بتوان به نقطه تعادل قبل از گذر تغییر داد. این امر مستلزم دم مسیحایی است، مانند این است که بتوان یک فرد ۴۰ ساله را ۲۰ ساله کرد و یا انسان مرده‌ای را حیات بخشید. بنابراین دینامیک الگوهای شکل گرفته در شرایط ناعادلی



شکل (۶) طرح شمانیک از نظریه پایداری لیاپانوف

(همگرایی در زمان = پایداری و در مقابل واگرایی در زمان = ناپایداری)

دارای توان  $n$  لیاپانوف است. در این حالت میزان همگرایی و واگرایی ابتدایی سیستم، درجه حساسیت و ناپایداری سیستم را در وضعیت‌های نخست تعیین می‌کند.

حساسیت به شرایط ابتدایی سیستم، با کمک رابطه آشوب که در معادله ۱ نمایش داده شده است، بیان می‌شود. در اینجا،  $\Delta$  نشان‌دهنده تفاوت بین وضعیت دو سیستم در شرایط آغازین (در زمان صفر) و در زمان‌های  $t$  در آینده است:

$$\Delta_t \sim \Delta_0 e^{\lambda t} \quad \text{رابطه ۱}$$

تفکیک در زمان  $t$  تابعی از توان لیاپانوف است. سیستم نمی‌تواند دچار آشوب باشد مگر اینکه حداقل یک توان مثبت لیاپانوف وجود داشته باشد. از آنجا که

اساساً اگر بتوان یک سیستم ژئومورفیک (ژئوسیستم) را به عنوان یک سیستم دیفرانسیل مشتق جزئی (PDE)، نمودار برداری یا جعبه‌ای، یا به عنوان یک ماتریس تعاملی، خواه مؤلفه‌های ماتریس اثر مثبت و خواه اثر منفی روی هم داشته باشند، توصیف کرد، پایداری سیستم‌ها می‌تواند با استفاده از معیار Routh-Hurwitz (RHC) تعیین شود.

RHC در واقع این امکان را می‌دهد که تعیین شود آیا سیستم دارای توان مثبت لیاپانوف هست یا خیر؟ اگر چنین باشد، این بدان معناست که سیستم به دنبال کوچکترین اختلالی دچار بی‌ثباتی و به طور بالقوه دچار آشوب خواهد شد. یک سیستم  $n$  بعدی (که تعداد ابعاد برابر با تعداد مؤلفه‌های سیستم است)

شاخصی برای اندازه‌گیری مقدار انرژی گرمایی غیرفعال و یا بی‌نظمی در سیستم‌های بسته است. انتروپی آماری (برگرفته از اطلاعات نظری) میزان از دست رفتن اطلاعات در سیستم انتقال و یا درجه‌ای از اختلال در توزیع آماری را اندازه می‌گیرد. انتروپی کولموگروف (K) که گسترش فضای فازی سیستم (فضای n بعدی که همه حالت‌های ممکن در سیستم و یا ترکیبی از مقادیر n مؤلفه) را اندازه می‌گیرد.

هم ارزی ریاضی این شاخص‌های انتروپی نشان‌دهنده ارتباط آنها با یکدیگر است (بروکز و وایلی، ۱۹۸۸)<sup>۲</sup>. این بحث بطور خاص به K-entropy که بروکز و وایلی (۱۹۸۸) از مقایسه بین انتروپی ترمودینامیک و انتروپی کولموگروف استدلال کردند، مربوط می‌شود. از طرف دیگر کولینگ (۱۹۸۸) نشان داد، زمانی که پیچیدگی توپوگرافی سطح افزایش می‌یابد، انتروپی آماری و کولموگروف نیز هر دو افزایش می‌یابند. دنوویچ و شیدگر (۱۹۸۹)<sup>۳</sup>، تغییرات انتروپی آماری را در زمان تخریب چشم‌انداز اثبات کردند. اینبز و همکاران (۱۹۹۰، ۱۹۹۴) و فیلیپس (۱۹۹۵) نشان می‌دهند که حالت‌های تکامل و تحول چشم‌انداز که با افزایش پیچیدگی و تنوع در چشم‌انداز همراه است (به عنوان مثال، قطع رودخانه و یا تکامل تصاعدی خاک) با افزایش انتروپی کولموگروف همراه است (و بالعکس). انتروپی آماری که از یک توزیع مکانی یا زمانی که توسط سیستم دینامیک غیرخطی بوجود می-

یک سیستم ناپایدار حداقل یک  $\lambda > 0$  دارد، چنین دینامیک ناپایداری، معرف وجود یک ژئوسیستم نامتعادل با رفتارهای آشوب می‌باشد. در بسیاری از مطالعات سیستم‌های غیرخطی، یک سیستم آشوبه در حقیقت با یک توان مثبت لیپانوف تعریف می‌شود. آشوب جبری، خاصیتی از سیستم‌های غیرخطی است که به موجب آن حتی سیستم‌های جبری ساده می‌توانند الگوهای شبه تصادفی پیچیده، مستقل از نیروهای تصادفی و یا ناهمگنی‌های محیطی تولید کنند. پیچیدگی و غیر قابل پیش‌بینی بودن، ماهیت اصلی همه ژئوسیستم‌های پر آشوب پویا می‌باشد. این ژئوسیستم‌ها به شدت به شرایط اولیه حساس هستند، بطوریکه در این ژئوسیستم‌ها، در آغاز وضعیت‌های مشابه بطور متوسط و به گونه‌ای فزاینده دچار واگرایی می‌شوند و با گذشت زمان تغییرات اساسی می‌یابند. همچنین سیستم‌های پر آشوب به هر میزان از اختلال حساس هستند. انتروپی کولموگروف<sup>۱</sup> (K)، برابر است با مجموع توان‌های مثبت لیپانوف و شاخصی جهت سنجش میزان بی‌نظمی در سیستم‌های غیرخطی است. کولینگ (۱۹۸۸) اولین فردی بود که پیشنهاد استفاده از رابطه K-entropy (تعیین شده بوسیله استانداردهای آماری و یا اطلاعات نظری حاصل از اندازه‌گیری انتروپی) و آشوب در سیستم‌های ژئومورفیک را پیشنهاد داد. باید توجه داشت که سه شکل از انتروپی در ژئومورفولوژی وجود دارد. انتروپی ترمودینامیک

2 - Brooks and Wiley 1988  
3 - Zdenovic and Scheidegger 1989

1 - K-entropy

افزایش واگرایی نمی‌تواند به‌طور نامحدود ادامه پیدا کند (دامنه محدود ریپل‌ها و تپه‌های ماسه‌ای؛ فرسایش آبراهه‌ای تا سطح پایه؛ بلوغ و تکامل پروفیل خاک). این بدان معناست در حالی که فضای فازی سیستم بر طبق بزرگترین توان مثبت لیپانوف در یک جهت به طور نمائی منبسط می‌شود، حجم کلی فضای فازی سیستم باید منقبض شود. اگر انقباض فضای فازی در یک سیستم دینامیک غیرخطی اتفاق افتد، مجموع  $n$  توان لیپانوف باید منفی شود.

$\lambda$  مثبت منعکس کننده انترپسی کولموگروف یا «آشوب» و درجه بی‌نظمی است؛  $\lambda$  منفی نشان‌دهنده خودتنظیمی و نظم سیستم است. اگر یک سیستم ژئومورفیک اتلافی خودتنظیم باشد، حداقل باید یک توان مثبت لیپانوف داشته باشد، اما مجموع  $\lambda$  باید منفی باشد.

#### سپاسگزاری:

این مقاله بخشی از تحقیقات انجام یافته در قالب طرح پژوهشی کد ۱۰۰۶۱۹ با قرارداد ۱۵/۲۸۷۴۰ است که با حمایت‌های مالی و معنوی مدیریت ارتباط علمی دانشگاه و جامعه (معاونت پژوهش و فناوری) دانشگاه فردوسی مشهد و معاونت علمی-فناوری ریاست جمهوری (بنیاد ملی نخبگان) در حال انجام است. نویسنده مقاله بر خود لازم می‌داند از تمام یاری دهندگان طرح در سازمان‌های یاد شده تشکر و قدردانی نماید.

آید، برآوردی از انترپسی کولموگروف سیستم است (کولینگ ۱۹۸۸). خودتنظیمی در ژئومورفولوژی در شکل‌گیری الگوها و فرم‌ها مانند شکل شیب، اشکال بستر، زمین الگو، تپه‌های هلالی ساحلی و شبکه‌های زهکشی خود را نشان می‌دهد (هالت، ۱۹۹۰). خود-تنظیمی سیستمی، با بی‌ثباتی و آشوب در ارتباط است و می‌تواند با انترپسی کولموگروف توصیف شود (فیلیس ۱۹۹۵).

#### - نتیجه‌گیری

بسیاری از سیستم‌های ژئومورفیک شواهد روشنی از دینامیک‌های پراشوب و پیچیدگی‌های قطعی را نشان می‌دهند. این پدیده موجب رفتار غیر قابل پیش‌بینی ژئوسیستم‌ها با دینامیک غیر خطی، بروز حساسیت-های غیرعادی به شرایط اولیه و نشان دادن پیچیدگی-ها و الگوهای کاتاستروفی مکانی می‌شود. امروزه تئوری سیستم‌های غیرخطی، به عنوان پتانسیلی اساسی در تغییر دیدگاه ما نسبت به فرآیندهای سطح زمین و ارائه پاسخی به پرسش‌های بی‌پاسخ گذشته قلمداد می‌شود. قوانین لیپانوف را در ژئوسیستم‌ها می‌توان بدین شرح خلاصه نمود که چنانچه یک سیستم ژئومورفیک خودتنظیم باشد، در ابتدا ناهمگنی یا هتروژنتی در فرم‌ها شکل می‌گیرد. این تمایز، افزایش تباین و واگرایی را به طور متوسط در طول زمان نشان می‌دهد. افزایش تباین و واگرایی در طول زمان، به یک توان لیپانوف مثبت نیاز دارد، تا بدین ترتیب به یک انترپسی کولموگروف مثبت محدود شود.

## منابع

- Phillips, J.D. 1990. The instability of hydraulic geometry, *Water Resources Research*, 26, 739-744.
- Phillips, J.D. 1992a. Qualitative chaos in geomorphic systems, with an example from wetland response to sea level rise, *Journal of Geology*, 100, 365-374.
- Phillips, J.D. 1992b. Deterministic chaos in surface runoff, in *Overland Flow: Hydraulic and Erosion Mechanics*, edited by A.J. Parson and A.D. Abrahams, University College London Press, London, pp.177-197.
- Phillips, J.D. 1992c. Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? In *Geomorphic Systems, Proceedings of the Binghamton Geomorphology Symposium*, edited by J.D. Phillips and W.H. Renwick, Elsevier, Amsterdam, pp. 219-229.
- Phillips, J.D. 1993a. Spatial-domain chaos in landscapes, *Geographical Analysis*, 25, 101-117.
- Phillips, J.D. 1993b. Stability implications of the state factor model of soils as a nonlinear dynamical system, *Geoderma*, 58, 1-15.
- Phillips, J.D. 1993c. Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution, *Quaternary Research*, 40, 169-176.
- Phillips, J.D. 1993d. Chaotic evolution of some coastal plain soils, *Physical Geography*, 14, 566-580.
- Phillips, J.D. 1993d. Instability and chaos in hillslope evolution, *American Journal of Science*, 283, 25-48.
- Phillips, J.D. 1993f. Biophysical feedbacks and risk of desertification, *Annals of the Association of American Geographers*, 83, 630-640.
- Phillips, J.D. 1994. Deterministic uncertainty in landscapes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 389-401.
- Phillips, J.D. 1995a. Nonlinear dynamics and the evolution of relief, *Geomorphology*, 14, 57-64.
- رامشت، محمدحسین. ۱۳۸۲. نظریه کیاس در ژئومورفولوژی، جغرافیا و توسعه، ۱: ۱۳-۳۶.
- سپهر، عادل. ۱۳۹۱. هبوط و عروج اکوسیستمی: پارادایم ارتجاع اکوسیستمی و پارادوکسی بنام توسعه‌ی پایدار، مجموعه مقالات اولین کنفرانس ملی راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار در بخش‌های کشاورزی، منابع طبیعی و محیط زیست. وزارت کشور
- Brooks, D.R. and Wiley, E.O. 1988. *Evolution as Entropy*, 2th edition., University of Chicago Press
- Chorely, R.J. 1962. *Geomorphology and general systems theory*: U. S. Geology Survey Prof. Paper 500-B, 10 p
- Culling, W.E.H. 1987. Equifinality: modern approaches to dynamical systems and their potential for geographical thought, *Transactions, Institute of British Geographers*, 12, 57-72. *Geomorphologie, Supplement* 73, 59-71.
- Hallet, B. 1990. Spatial self-organization in geomorphology: from periodic bed forms and patterned ground to scale-invariant topography, *Earth-Science Reviews*, 29, 57-75.
- Howard, A.D. 1963. Development of karst features: *Natl. Speleol. Soc. Bull*, 25, 45-65
- Ibanez, J.J., Bellexta, R.J. and Alvarez, A.G. 1990. Soil landscapes and drainage basins in Mediterranean mountain areas, *Catena*, 17, 573-583.
- Ibanez, J.J., Perez-Gonzalez, A., Jimenez-Ballesta, R., Saldana, A. and Gallardo-Diaz, J. 1994. Evolution of fluvial dissection landscapes in Mediterranean environments: quantitative estimates and geomorphic, pedologic, and phytocenotic repercussions, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 38, 105-119.

- Amboy, New Jersey: Geol. Soc. America Bull, 67, 597-646
- Strahler, A.N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis: American Journal of Science, 248, 673-696, 800-814
- Zdenkovic, M.L. and Scheidegger, A.E. 1989. Entropy of landscapes, Zeitschrift für Geomorphologie, 33, 361-371.
- Phillips, J.D. 1995b. Self-organization and landscape evolution, Progress in Physical Geography, 19, 309-321.
- Phillips, J.D. 2006. Evolutionary Geomorphology: Thresholds and Nonlinearity in Landform Response to Environmental Change, Hydrology and Earth System Sciences, 3, 365-394.
- Schumm, S.A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth