

Research Article https://doi.org

Laboratory and Numerical Investigation of Hyporheic Exchanges in Sand Mining

Fereshte Asadi¹, Amir Ahmad Dehghani^{2*}, Mehdi Meftah Halaghi³, Neshat Movahedi⁴

1-PhD Candidate of Water Structures, Department of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran.

2- Professor, Department of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran.

3- Associate Professor, Department of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran.

4- PhD in Water Structures, Department of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran.

Abstract

Introduction: River materials such as sand are widely used in the construction industry due to their accessibility, texture, and suitable particle size. While sand mining is essential for economic development and infrastructure projects, it can have significant adverse effects on river ecosystems. Therefore, It is crucial to implement sustainable mining practices and enforce regulations to mitigate these effects. When a river is diverted for sand mining, it can result in the loss of natural river features that promote hyporheic exchange. These features include meanders, riffles, and pools, which create flow patterns that allow water to infiltrate into the sediment and exchange with the groundwater. The hyporheic zone is the area just beneath a river where water and nutrients exchange between the river and groundwater. Sand mining pit can disrupt the hyporheic zone by altering the channel morphology and reducing the connectivity between the river and groundwater. As a result, the exchange rates of oxygen, nutrients, and other substances between the river and groundwater can be reduced, affecting the overall health and functionality of the river ecosystem. In this study, the effect of different sand mining pit lengths and upstream water depths on the characteristics of the hyporheic zone is investigated. Additionally, the numerical results of surface and subsurface models are calibrated with laboratory observations.

Methodology: Experiments were conducted in a flume with a length of 7 meters, width of 1 meter and height of 1 meter. The velocity of the water was measured using an Electromagnetic Current Velocity Meter with an accuracy of 0.5 cm/s. Sediments with an average diameter of 2.3 mm, falling within the recommended range of previous studies, were filled in the channel (Rovira et al., 2005; Wu and Wang, 2008; Mori et al., 2011). Trapezoidal-shaped sand mining pits with a height of 0.1 m were constructed in the middle of the flume, and their lengths varied. The range of dimensions for the mining pits was determined based on previous studies conducted by Lee et al. (1993), Barman et al. (2019), Jang et al. (2015), and Haghnazar et al. (2019). The objective of the study was to investigate the impact of the length of the mining pits, the water depth, and different discharges on the hyporheic exchanges. The experiments were carried out in eight scenarios. In scenarios E1 to E4, the upstream water depth was 0.061 m, and the pit lengths were 0.25 m, 0.5 m, 0.75 m, and 1 m, respectively. In scenarios E5 to E8, the pit lengths were the same as before, but the water depth was increased to 0.101 m. To simulate the surface flow on the sand mining pits and the subsurface flow in the sediment, Computational Fluid Dynamics software was utilized (Cardenas and Wilson, 2007a, 2007b,

2007c; Chen et al., 2015). Anasys Fluent software was used for simulating the surface flow, while Comsol software was used for simulating the subsurface flow (Bear, 1972; Cardenas and Wilson, 2007a, 2007b; Trauth et al., 2013).

Results and discussion: For the calibration of the surface model, the observed and simulated water surface elevation and the surface flow velocity were compared. RMSE for the free surface elevation in the E4 scenario was found to be 0.002 m, indicating a good agreement between the laboratory and numerical model. The comparison of vertical velocity profiles also showed a close match between the simulated and experimental velocities. It demonstrates the model's capability to simulate flow behavior and can be utilized for simulations related to similar scenarios. Additionally, injecting dye into the bed and comparing the simulated streamlines with the laboratory results were done to assess the accuracy of the subsurface model. Analysis of dye paths in the laboratory demonstrated that the simulated streamline pattern closely follows the pattern observed in the laboratory, it further indicates that the numerical model is capable of accurately representing the flow dynamics. It appears that increasing water depth has a significant impact on pressure values and the maximum pressure gradients. Additionally, the length of the pit also affects hyporheic exchange, with longer pits resulting in decreased exchange, the percent of hyporheic exchanges for the depth of 0.061 meters ranged from a maximum of 9.612% in E1 scenario to a minimum of 6.133% in E4 scenario. Also, the percentage of hyporheic exchange decreases with increasing discharge. Similarly, for the depth of 0.101 meters, the maximum percent of hyporheic exchanges was 10.003% in E5 scenario, while the minimum was 6.171% in E8 scenario. The E4 and E8 scenarios exhibited the highest dimensionless penetration depth and residence time, while E1 and E5 had the lowest values. The increase in water depth also led to an increase in the dimensionless penetration depth. It shows that at shallower depths, turbulent eddies may influence the flow field, resulting in shorter residence times and particle penetration. Regarding residence time distribution, the histogram analysis revealed a log-normal distribution for the E1 and E5 scenarios, while a Generalized Extreme Value Distribution was obtained for the other scenarios.

Conclusion: In this paper, the effect of different lengths of sand pit mining and different depths of water was studied by analysis of surface flow and exchange with the subsurface flow. The results showed that increasing the length of the pit was found to decrease hyporheic exchange, indicating an inverse relationship between pit length and dimensionless hyporheic exchange. This suggests that longer pits may have reduced interaction between surface and subsurface flows. On the other hand, increasing the depth of water in the tested pits was seen to increase the dimensionless hyporheic exchange. This means that deeper water levels enhance the exchange between surface water and subsurface flow. The average maximum dimensionless penetration depth decreased as the pit length decreased, ranging from 1.66 to 2.66. This indicates that shorter pits may have limited penetration of particles into the subsurface. The range of hydraulic gradient values at a depth of 0.061m was observed to be between 0.10386 and 0.10644 meters, while at a depth of 0.101m, the range was between 0.10517 and 0.10645 meters.

Keywords: Hyporheic Zone, Penetration Depth, Pit Mining, Residence Time





بررسی آزمایشگاهی و عددی تبادلات هایپریک در حفره برداشت شن و ماسه

فرشته اسدی^۱، امیراحمد دهقانی^۱*، مهدی مفتاح هلقی^۳، نشاط موحدی²

۱- دانشجوی دکتری سازههای آبی، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان
 ۲- استاد، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان
 ۳- دانشیار، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان
 ۴- دکتری سازههای آبی، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

چکیده: مصالح رودخانهای به علت دسترسی آسان و اندازه ذرات مناسب همواره نقش مهمی در صنعت ساختوساز ایفا می کند. استخراج شن و ماسه غیراصولی می تواند باعث از بین رفتن محیطزیست آبی و اختلال در اکوسیستم رودخانه شود، لذا ضروریست که از رویکردهای پایدار برای کاهش تأثیرات منفی بر محیطزیست استفاده شود. یکی از تأثیرات برداشت شن و ماسه، تأثیر آن بر ناحیه هایپریک است. ناحیه هایپریک، منطقهای اشباع بلافاصله زیر بستر رودخانه است که تبادل آب سطحی و زیرزمینی در آن رخ می دهد و تأثیر مستقیم بر اکوسیستم آبی دارد. با توجه به فرسایش بستر رودخانه در اثر برداشت غیراصولی، الگوی هیدرودینامیکی جریان درون حفره تغییر کرده و میتواند بر تبادلات هایپریک تأثیر داشته باشد. پژوهشهای زیادی در زمینه تأثیر شکل بستر رودخانه بر روی الگوی جریان هایپریک و مشخصات آن انجام شده است در حالی که در خصوص تأثیر حفره برداشت بر تبادلات هایپریک مطالعهای صورت نگرفته است. در این تحقیق اثر طول مفره و عمق آب بر مشخصات ناحیه هایپریک شامل میزان تبادلات هایپریک، زمان ماند و حداکثر عمق نفوذ مورد مطالعه قرار گرفت. برای شبیه سازی جریان سطحی و زیر سطحی از نرمافزارهای فلوئنت و کامسول استفاده شد. تجزیه و تعموان ایش داد که افزایش طول حفره برداشت، موجب افزایش زمان ماند، عمق نفوذ و کاهش درصد دبی تبادلی می گردد. هم چنین افزایش عمق آب باعث افزایش دای تابیا می می می می می می می اندان اندان الگوی لوگنرمال و مقادیر حدی تعمیم یافته پیروی می کند.

کلیدواژگان: حفره برداشت، زمان ماند، عمق نفوذ، ناحیه هایپریک.

۱– مقدمه

مصالح رودخانهای به علت دسترسی آسان، بافت و اندازه ذرات مناسب همواره نقش مهمی در صنعت ساختوساز ایفا میکند و شن و ماسه منابع مرغوبی برای ساخت بتن هستند (Dunne et al., 1981). برداشت از کف رودخانه بهدلیل کیفیت بالا و کاهش هزینه حمل و نقل همواره مورد توجه بوده است (Zous, et al., 2002). با حذف ماسه یا خاک آبرفتی^۱ هندسه رودخانه تغییر خواهد کرد چون سواحل ناپایدار میشوند. توسعه صنعت ساختمان و به دنبال آن تقاضای بیشتر شن و ماسه باعث افزایش استخراج انبوه شن از بستر رودخانه جهت پیسازی گردید. برداشت شن و ماسه موجب عمیق تر شدن بستر رودخانه و افزایش شیب

می گردد و در نتیجه جریان در فصول پردبی با افزایش شیب افزایش می یابد (Bindhusri and Arunachalam, 2015). تشکیل حفره^۲ در کانال فعال، تعادل بین میزان آورد رسوب و ظرفیت انتقال را برهم میزند و در محل ورود حفره بهصورت موضعی گرادیان تندی^۳ را ایجاد می کند. قسمت بالایی حفره با افزایش شدت جریان فرسایش می یابد و یک پیشانی خندق⁴ ایجاد می کند و حفرهها بار بستر زیادی را پیشانی خندق⁴ ایجاد می کند و حفرهها بار بستر زیادی را بدون رسوب به پایین دست رودخانه جریان می یابد که باعث فرسایش بستر کانال و سواحل برای به دست آوردن حداقل بار رسوبی می شود. وقتی رودخانه هنوز ظرفیت انتقال رسوب را دارد و بار رسوبی وجود ندارد استخراج حفره عمدتا

3. Locally steeper gradient

4. Headcutting

^{1.} Alluvial soil

^{2.} Pit



Fig. 2 Sketch of flow structure and initial pit evolution (Chen, 2011) شکل ۲ طرحی از ساختار جریان و تکامل حفرہ برداشت

(Chen, 2011)

افزايش سرعت انتقال، عمق حفره كاهش مي يابد. هم چنين کانالهایی با برداشت رسوب تحت تأثیر شرایط رسوب ورودی بالادست هستند و با شرایط جدیدی از تعادل تنظیم مى شوند (Jang et al., 2015). (Husain et al. (2017) اثرات زیستمحیطی برداشت ماسه در رودخانه میلار^ در کراچی یاکستان را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج بهدست آمده نشان داد که کاهش سطح آب و تخریب زمین از اثرات سوء برداشت شن و ماسه مىباشد (Husain et al., 2017). Barman et al. (2019) مطالعات آزمایشگاهی برای بررسی ویژگیهای دینامیکی جابجایی حفره برداشت انجام دادند. نتایج نشان داد با افزایش نسبت طول به عرض حفره، نرخ جابجایی افزایش خواهد یافت. فرمول تجربی بر اساس هندسه حفره، میانگین سرعت جریان، تنش برشی بحرانی مواد بستر برای محاسبه نرخ جابجایی توسعه دادند Haghnazar et al. (2019) .(Barman et al., 2019) به مطالعه آزمایشگاهی مکانیابی دو حفره متوالی برداشت مصالح رودخانهای در قالب فاصله حفرهها از هم و همچنین فاصله حفرهها از دیواره به منظور پرشدگی و احیای آنها برای مدیریت بهرهبرداری و برداشت پرداختند. نتایج نشان داد که جابجایی حفره پاییندست بر حجم پرشدگی و انتقال حفره بالادست تأثير محسوسي ندارد اما با نزديك شدن حفره به سمت دیواره، حجم پرشدگی برای حفره بالادست نسبت به مرکز کانال، ۲۵ درصد کاهش می یابد. Abdullahi and Ahmad (Haghnazar et al., 2019) (2022) به تجزیه و تحلیل آزمایشگاهی و عددی پارامترهای جریان، فرسایش و رسوب گذاری در مجاورت حفره

8. Milar

منجر به پایین افتادگی بستر در بالادست و پاییندست حفره می شود (Kondolf et al., 2002).



تکامل حفره برداشت یک فرایند هیدرودینامیکی پیچیده ناشی از تعاملات بین خط جریان، رسوب و مرزهای متحرک است بهطوری که خطوط جریان آب روی حفره جدا و در بالادست و انتهای پاییندست همگرا^۱ میشوند. جدایی جریان باعث گردابههای غلطان^۲ و برش در انتهای بالادست و همگرایی خطوط جریان^۳ باعث کف کنی^۴ در انتهای پاییندست حفره میشود (شکل ۲) (Chen, 2011). در انتهای پاییندست حفره، خطوط جریان به سمت بستر کانال تغییر جهت میدهند و منطقه جدایش دیگری شکل می گیرد. در منطقه نزدیک به ناحیه جدایی جریان پاییندست، جریان شتاب^۵ می گیرد و بهدلیل انقباض باگهانی مقطع کانال فرسایش موضعی رخ میدهد. بنابراین حفره شروع به جابجایی و تغییر شکل می کند. (.(1933).

Jang et al. (2015) به بررسی آزمایشگاهی و عددی فرایندهای رودخانهای^۶ کانالهای دارای برداشت شن و ماسه پرداختند. نتایج عددی و آزمایشگاهی نشان داد رسوبات در حفره تحت شرایط پایدار^۷ به پاییندست انتقال یافتند. حفره برداشت رسوب در کانال شیبدار تند، با سرعت جابجا می شود. علاوه بر این، مطالعات عددی نشان داد که سرعت انتقال با ورودی رسوب متناسب است و با

2. Eddy rollers

^{5.} Accelerates

^{6.} Fluvial processes

^{7.} Steady

^{1.} Converge

^{3.} Streamline convergence

^{4.} Degradation

پرداختند و سیر تکاملی تراز بستر در مجاورت حفره را در مراحل مختلف زمانی تا به تعادل رسیدن حفره اندازه گیری نمودند. نتایج نشان داد توزیع سرعت طولی و عرضی در مدل با مشاهدات آزمایشگاهی تطابق دارد. همچنین در مدل عددی حدود ۷۵ درصد از رسوبگذاری در حفره در ابتدای زمان محاسباتی رخ داد (Abdullahi and Ahmad, 2022). (2023). Abdullahi and Ahmad معادلات موجود را برای پیشبینی انتقال رسوب از بالادست حفره به داخل حفره ارزیابی نمودند. دقت معادلات با استفاده از رویکردهای آماری و گرافیکی ارزیابی شد. نتایج نشان داد معادلات ارائه شده توسط Lee و همکاران (۱۹۹۳) سرعت انتقال رسوبات از بالادست حفره را بهتر از سایر معادلات پیش بینی می کند. معادلات ارائه شده توسط Barman et al. (2018) بر اساس ضریب همبستگی و سایر شاخصهای آماری در جایگاه دوم قرار دارد (Abdullahi and Ahmad, .(2023

ترازکاهی یا پایین افتادگی کف بستر ' روی الگوی جریان رو به بالا۲ و رو به پایین۳ در طول کانال تأثیر می گذارد. جایم که ضخامت شن روی سنگ بستر^۴ کم باشد، پایین افتادگی بستر میتواند حجم^۵ ناحیه هاییریک را کاهش دهد که در نتیجهی آن باعث کاهش زیستگاه بیمهرگان موجود می گردد و مسیر جریان آب زیرزمینی را تغییر می دهد و ماهیت تبادل آب سطحی و زیرزمینی، مواد مغذی، ارگانیسمها و مواد شیمیایی را دستخوش دگرگونی می کند و این تغییرات ممکن است بر اکولوژی غذایی سیستم رودخانه اثر بگذارد. همچنین پایین افتادگی کانال⁶ با گذشت زمان، حجم پشتههای شنی پاییندست را کاهش میدهد و بر دینامیک ناحیه هایپریک بر موجودات آبزی، دما و کیفیت آب تأثیر گذار است. عدم کنترل استخراج شن و ماسه باعث تخريب و فرسايش كانال، عميقتر شدن رودخانهها، گسترش دهانه رودخانه، کاهش سطح آب^۷ در مناطق نزدیک سواحل، نفوذ آب شور، آسیبهای زیربنایی مثل تضعیف پلها و سازههای دیگر می گردد (Kondolf and Swanson, 1993; Kondolf, 1997; Kondolf et al., 2002; Mori et al., 2011). متأسفانه و مهمتر از همه

- 1. Incision
- Upwelling
 Downwelling
- 4. Bedrock
- 5. Volume

تخريب زيستگاه هايپريک است. بهطوري که طبق مطالعاتي که (Reddy (2014 بر رودخانههای هند داشتند اجازه استخراج شن و ماسه تا عمق ۲ متری را دادهاند که برای حیات مرتبط با هایپریک خطرناک است. چون اکثر حیات در منطقه هایپریک به رسوبات یک متر و بالاتر از آن محدود می شود (Reddy, 2014). فعالیتهای بشر به طور مستقیم یا غیر مستقیم بر هاییریک اثر می گذارد بهعنوان مثال استخراج شن روى دشت سيلابي موجب كاهش سطح آب، اختلال در مسیرهای جریانهای ساحلی^ و گرفتگی^۹ (Bravard and Petts, 1996) می گردد. استخراج شن و ماسه در دشت سیلابی موجب تغییر الگوی طبیعی جریان آب و انتقال رسوب می شود. در مباحث کیفیت آب و زیستگاه آبزیان نیز موجب تغییر در ناحیه هایپریک می گردد (Sandercock and Ladson, 2015). وقتى سواحل طى فرایند برداشت شن و ماسه تخریب می شوند دشتهای سیلابی و مناطق هایپریک باریک خواهند شد. برداشت تجاری شن و ماسه اثرات اکولوژی مختلفی از فرسایش سواحل تا کاهش آب زیرزمینی را شامل می شود. ارزیابی از پنج محل برداشت شن از بازههای وسط تا پایین رودخانه تمیریارانی^{۱۰} نشان داد که برداشت، به میزان زیادی به عملکرد و سازههای اکوسیستمی آسیب رسانده است و بر ظرفیت تصفیه رودخانه ۱۰، پایین آمدن تراز آب زیرزمینی، حذف منطقه ساحلی و تخریب دشتهای سیلابی اثرگذار بوده است. از این رو برداشت شن و ماسه به مدت پنج سال متوقف گردید (Bindhusri and Arunachalam, 2015).

اهمیت ناحیه هایپریک برای کاهش آلایندههایی که از آب سطحی وارد آب زیرزمینی میشوند مورد توجه قرار گرفته است (Gandy et al., 2007). بهطور کلی ناحیه هایپریک، منطقهای اشباع زیر بستر رودخانه میباشد که آب سطحی وارد این ناحیه شده و بعد از طی مسافتی در زیر بستر، دوباره به آب سطحی برمی گردد. اختلاط آب سطحی و زیرزمینی از پارامترهای بیوژئوشیمیایی این ناحیه میباشد که زیستگاه و پناهگاه برای گونههای مختلف ایجاد می کند (Datry and Larned, 2008; Stubbington et al., 2009) همچنین آب سطحی رو به پایین، اکسیژن محلول، مواد

- Parafluvial
- 9. Clogging
- 10. Tamiarparani

^{6.} Channel incision

^{7.} Water table

^{11.} Cleansing capacity of river

اسدی و همکاران، ؟؟؟؟

از تحقیقات مشابه بر روی اثرات فرم بستر رودخانه بر تبادلات هایپریک می توان به مطالعات Thibodeaux and Boyle (1987) اشاره کرد. Boyle (1987) با استفاده از تزریق ماده رنگی بهداخل بستر رسوبی ریپل و دیون در نقاط مختلف در جداره کانال، خطوط جریان زیرسطحی را بهطور مشاهدههای بر روی کاغذ ترسیم نمودند. نتایج مشاهدات آنان حاکی از این بود که در یک فرم بستر شنی، جریان از قسمت بالادست دیون به داخل بستر رسوبی نفوذ کرده و از قسمت پاییندست آن بهداخل جریان باز می گردد. تجزیه و تحلیل ساده این مطالعه نیز نشان داد که جریانهای هایپریک، بهوسیلهی گرادیانهای فشار دینامیکی در امتداد فرم بستر ایجاد میشوند. Sinha et al. (2017).(Thibodeaux and Boyle, 1987) اثرات نفوذپذیری بستر بر دینامیک جریان را بهصورت عددی مورد مطالعه قرار دادند. شبیهسازی فرم بستر دیون نفوذناپذیر روی بستر نفوذپذیر نشان داد که گردابههای نعل اسبی در وجه پایینی دیون شکل می گیرد و جدایش جریان اتفاق میافتد. در شبیهسازی دیون نفوذیذیر روی بستر نفوذپذیر اندازه سرعت کمتر از دیون نفوذناپذیر است. برای بستر نفوذپذیر جریان رو به بالا، باعث بالا رفتن جریان جداشده از بستر می شود و با ایجاد گردابه ها موجب تغییر لايه برشی می گردد (Sinha et al., 2017). Huang and Chui (2018) معادلات تجربی را برای پیشبینی مقیاس، زمان ماند، و شار تبادل هایپریک در یک توالی خیزاب-چالاب بهوسیله دبی جریان، هندسه فرم بستر، هدایت هیدرولیکی و جریان آب زیرزمینی بهدست آوردند. ایشان از تركيب روشها و نتايج (Trauth et al. (2013) و Trauth et al. and Buffington (2011) برای پیش بینی سه پارامتر مهم تبادل هایپریک شامل عمق میانگین، زمان ماند متوسط و شار با در نظرگرفتن جریان آب زیرزمینی استفاده کردند. به طور کلی برای معادلات حاصل، از ۸۰ درصد مجموعه دادههای (Trauth et al. (2013) استفاده گردید و ۲۰ درصد باقیمانده برای اعتبارسنجی^۲ در نظر گرفته شد. دادههای 9 Tonina and Buffington (2011) Tonina (2005) Storey et al. (2003) نيز براى اعتبارسنجى استفاده شد. نتايج تحقيق ايشان نشان داد كه معادلات بهدست آمده می تواند برای پیش بینی کیفیت آب و احیای تبادلات

بررسی آزمایشگاهی و عددی تبادلات هایپریک ...

مغذی و کربن آلی را برای نرخ انتقال و فعالیتهای بیوژئوشیمیایی تأمین میکند (Boulton et al., 1998). زمانی که طول میکشد تا جریان رودخانه از بین رسوبات زیر بستر رودخانه عبور کرده و دوباره به سطح بازگردد، بهعنوان زمان ماند تعریف میشود. زمان ماند مهم ترین خصوصیت ناحیه هایپریک میباشد، زیرا واکنشهای شیمیایی و بیولوژیکی که در داخل رسوبات رخ میدهد بستگی به زمانی دارد که جریان رودخانه در ارتباط با محیط زیر رودخانه میباشد (Buffington and Tonina,

اندرکنش آب سطحی و زیرزمینی در منطقه هایپریک صورت می گیرد که شامل رسوبات آبرفتی در محدوده تبادل جریان سطحی با جریان زیرسطحی است (,Bencala 2005). با وجود اهمیت قابل توجه فرایندهایی که در این ناحیه رخ میدهد این فرایندها کمتر شناخته شدهاند ناحیه رخ میدهد این فرایندها کمتر شناخته شدهاند رودخانه بایستی ناحیه هایپریک در تصمیم گیریها برای کمک به احیای سیستمهای در معرض خطر در نظر گرفته شود (Magliozzi et al., 2019).

تحقیقات گذشته نشان داده است که توپوگرافی رودخانه یا همان فرم بسترها و اشکال ژئومورفیک در بستر رودخانه بیشترین تأثیر را بر تبادلات هایپریک دارند. در این مقیاس، اثر متقابل بین جریان رودخانه و ویژگیهای ژئومورفولوژیکی، مانند شیب، توالیهای دیون، خیزاب-چالاب و پلهها سبب ایجاد اختلاف فشار خواهد شد و این اختلاف فشار منجر به تبادلات هایپریک میگردد (Biddulph, 2015). در رودخانههای طبیعی تبادلات هایپریک نه فقط عمودی بلکه بهصورت جانبی هم در بستر اتفاق می افتد چون دارای مقاطع مرکب هستند (Banzhaf et al., 2011; Boulton et al., 2010; Butturini, 2002; Gerecht et al., 2011; Trauth et al., 2013; Xia et al., 2013). مقاطع مرکب می تواند گرادیان هایی در جهت عرضی رودخانه در محدوده دشت سیلابی ایجاد کند که موجب گسترش فضایی ناحیه هایپریک می شود و بر جریان هایپریک بهشدت اثر می گذارد (Banzhaf et al., 2011;) .(Chen et al., 2015

^{1.} Residence time

Huang and Chui,) به شبیه قرار گیرد (2018) 2018 به شبیه ازی عددی جریان 2018 به شبیه سازی عددی جریان هایپریک عرضی در رودخانه مرکب پرداختند. مطالعه مدل سازی عددی نشان داد که مقاطع مرکب می تواند جریان عرضی قابل ملاحظه ای در مقطع ایجاد کند و مقطع مرکب در جریان هایپریک عرضی نسبت به فرم بستر دیون طولی مؤثر تر است و نرخ تبادلات هایپریک در نزدیک مرز تماس شیب دار مقطع اصلی و دشت سیلابی^۱ به بالاترین میزان خود می رسد (2018) 2019 به شرک (2018) میزان خود می رسد (2018) 2014

Ren et al. (2019) جریان آب سے طحی و زیرزمینی را با استفاده از روش دینامیک سیالات محاسباتی شبیهسازی و با آزمایشهای پیشین مقایسه نمودند. بر این اساس سرعت جریان، عمق آب بالادست، ارتفاع دیون و نفوذیذیری بستر بر تبادلات هایپریک مورد بررسی قرار گرفت. سپس آنالیز حساسیت عوامل مختلف مؤثر انجام گردید. نتایج نشان داد که سرعت جریان، ارتفاع دیون و نفوذپذیری رابطه مستقیم و عمق آب بالادست رابطه عکس با تبادلات هایپریک دارد (Ren et al., 2019). (Ren et al., 2019) به بررسی تبادلات هایپریک در پشــته رسـوبی میانی پرداختند. آزمایشها در دو حالت مستغرق و غیرمستغرق بررسی شد. نتایج نشان داد شاخص بیبعد دبی تبادلی بین جریان سطحی و زیرسطحی، با افزایش دبی جریان کاهش می یابد و درصد دبی تبادلی به دبی جریان سطحی در محدوده ۳/۵ تا ۷/۵ می باشد (Jamali et al., 2019). Movahedi et al. (2019) به بررسی تأثیر توأم نوسانات جداره و بستر كانال بر مشخصات ناحیه هاییریک پرداختند. نتایج نشان داد با دو برابر شدن طول موج خیزاب- چالاب دبی بیبعد تبادلات هایپریک ۵۷ درصد کاهش و زمان ماند بیبعد ۴۷ درصد افزایش می یابد. در مدل های جداره تنها، با کوچک تر شــدن مقطع حداقل تنگشـدگی، بهواسـطه افزایش گرادیانهای فشار، دبی بیبعد تبادلی افزایش و زمان ماند بىبعد كاهش مىيابد (Movahedi et al., 2019). Abshouri et al. (2021) الگوی حرکتی تبادلات هایپریک با وجود موانع صلب رودخلنهای را در حللتهای مختلف جریان ریزشی و جریان متغیر سریع تعیین نمودند. برای شبیهسازی عددی الگوی جریان زیرسطحی از مدل آب زيرزميني استفاده كردند. نتايج، تطابق مناسبي بين الكوى

جریان مشاهداتی و محاسباتی در منطقه هایپریک در دو حالت ایجاد پرش و جریان ریزشی نشان داد. همچنین دبی تبادلی و زمان ماند بیبعد با افزایش دبی جریان، کاهش یافته است (Abshouri et al., 2021). (Yuan et al. (2021). (Yuan et al. (2021) تبادلات هایپریک را در بستر با پوشش گیاهی مورد مطالعه قرار دادند. به منظور بررسی تبادلات هایپریک مجموعهای از مدلهای عددی سطحی و زیرسطحی کوپل شدند. نتایج نشان داد جریان هایپریک در تمامی شرایط با وجود پوشش گیاهی رخ داد و دبی تبادلی با افزایش فاصله گیاهان افزایش یافت. همچنین پوشش گیاهی می تولند دبی تبادلی بزرگ تری را از طریق نواحی تبادلی کم عمق ایجاد کند (Yuan et al., 2021).

Pourhosein ghadi et al. (2022) تأثیر شرایط مختلف هیدرولیکی بر جریان هایپریک در اطراف سرریز گابیونی را مطالعه نمودند. مدلسازی جریان در محیط متخلخل با استفاده از مدل شبیهسازی زیرسطحی مدلمیوس انجام شد. نتایج نشان داد در محیطهای متخلخل مانند سرریز گابیونی، تغییرات دبی تبادلی هایپریک بیشتر ناشی از اختلاف تراز سطح آب در دو طرف سازه و بالادست و پاییندست است که این اختلاف با افزایش دبی کاهش می یابد و دبی تبادلی نیز روند کاهشی را دنبال می کند (Pourhosein ghadi et al., 2022).

(2022) Xiao et al. (2022) به بررسی جریان هایپریک عرضی و واکنشهای بیوژئوشیمیایی در کانال مرکب پرداختند. در مطالعه ایشان مدل سهبعدی هیدرودینامیکی با مدل دو بعدی آب زیرزمینی و مدل بیوژئوشیمیایی کوپل شد. اثرات آب زیرزمینی روی فرایندهای بیوژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج نشان هر چه زاویه بین بین مرز تماس قرار گرفت. نتایج نشان هر چه زاویه بین بین مرز تماس الایندهها کمک میکند (2022) باشد به حذف بیشتر زمان ماند املاح در سیستم جریان آب سطحی در کانال باز و ناحیه هایپریک پرداختند. نتایج مطالعات ایشان نشان داد که جریان هایپریک به صورت یک محرک در جریان آب سطحی عمل میکند و تبادل جریان سطحی و زیرسطحی، انتقال املاح را داخل بستر به تأخیر میاندازد. علاوه بر این،

^{1.} Bank

افزایش سرعت جریان سطحی، جریان هایپریک را تشدید می کند (Jung and Kim, 2023). با توجه به این که در زمینه تأثیر برداشت شن و ماسه بر مشخصات ناحیه هایپریک مطالعه آزمایشگاهی و عددی صورت نگرفته است، لذا تأثیر برداشت شن و ماسه بر جریان مورت نگرفته است، لذا تأثیر برداشت شن و ماسه بر جریان هایپریک می تواند حائز اهمیت باشد. در این تحقیق اثر طول های مختلف حفره، عمق آب بالادست و دبی مختلف جریان بر مشخصات ناحیه هایپریک مورد بررسی قرار گرفت و نتایج عددی مدل سطحی و زیرسطحی با مشاهدات آزمایشگاهی کالیبره شد.

> ۲- مواد و روشها ۲-۱- روش انجام آزمایش

آزمایشها در کانالی به طول ۷ متر، عرض ۱ متر و ارتفاع ۱ متر با شیب ثابت ۵/۰ درصد انجام شد (شکل ۳). جهت آرام کردن جریان ورودی از آرامکننده در ابتدای کانال و از دریچه در انتهای کانال بهمنظور تنظیم عمق جریان استفاده شد. شکل ۴ نمای جانبی از حفره برداشت را در کانال نشان میدهد.



Fig. 3 View of the laboratory flume شکل ۳ نمایی از کانال آزمایشگاهی



Fig. 4 View of the pit mining شکل ۴ نمایی از حفره برداشت شن و ماسه

برای اندازه گیری سرعت از سرعت سنج الکترومغناطیس^۱ با دقت ۵/۰± سانتی متر بر ثانیه استفاده شد. سرعت طولی جریان در مقاطع مختلف در طول کانال و در عمق های مختلف از آب اندازه گیری شد. اساس عملکرد سنسور الکترومغناطیس سرعت سنج بر اساس قانون فارادی می باشد

که طبق این قانون، تغییر در شار مغناطیسی، جریانی را در ماده رسانا ایجاد می کند. آب نقش رسانا را ایفا می کند و وقتی از میدان مغناطیسی عبور می کند ولتاژ متناسب با آن در سیال القا می شود و ولتاژ القایی با سرعت جریان رابطه خطی دارد. خروجی دیجیتال آن از طریق رابطی که به سنسور متصل است در لپتاپ قابل استخراج است (شکل ۵). با قرار دادن سنسور در هر نقطه از عمق آب در کانال ۱۵۰۰ داده از سرعت برای آن نقطه استخراج می شود که میانگین ۱۵۰۰ داده به عنوان سرعت متوسط در هر نقطه مورد استفاده قرار گرفت.



Fig. 5 Electromagnetic Current Velocity Meter شكل ۵ سرعتسنج الكترومغناطيس

کانال با استفاده از رسوبات با دانهبندی در محدوده مطالعات برداشت شن و ماسه (Wu and) برداشت شن و ماسه (Wang, 2008; Mori et al., 2011 میلی متر و ضریب یکنواختی ۲/۸۹ و به عمق ۲/۴ متر برای شکل گیری تبادلات هایپریک، پر شد. در شکل ۶ منحنی دانهبندی رسوبات ارائه شده است.

حفرههای ذوزنقهای شکل با زاویهقرارگیری مصالح (۳۰ درجه) و ارتفاع ۰/۱ متر با طولهای مختلف L در وسط کانال حفر شد (شکل ۷). دبی ۲۳/۸ لیتر بر ثانیه و دریچه بهنحوی تنظیم گردید که هیچگونه حرکت رسوبی ملاحظه نگردد. پس از اطمینان از توسعهیافتگی جریان، برداشت دادههای موردنیاز برای تعیین مشخصات ناحیه هایپریک آغاز شد تا اثر طول حفره برداشت و عمق آب بالادست بر

1. Electromagnetic Current Velocity Meter



ش ها	یکی آزمای	، هيدرولي	هندسی و	مشخصات	ال ۱	جدو
<u> </u>					<u> </u>	

Table 1 Geometrical and hydraulic characteristics of the experiments				
Experiments	Discharge (L/s)	Upstream water depth (m)	Pit lengths (m)	Pit heights (m)
E1	- 23.8	0.061	0.25	0.1
E2			0.5	0.1
E3			0.75	0.1
E4			1	0.1
E5			0.25	0.1
E6		0.101	0.5	0.1
E7			0.75	0.1
E8			1	0.1

 U_{j} و U_{i} که در آن ρ چگالی آب، μ لزجت دینامیکی، U_{i} و U_{i} مرعت محناصه ای، P فشار متوسط سرعت متوسط، u_{j} و u_{i}' سرعت مخاهای، P فشار متوسط x_{i} و x_{i} و x_{i} و x_{i} می دهد: (S_{ij}) را نشان میدهد:

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \tag{10}$$

تنش رینولدزی au_{ij} مطابق رابطه ۱۱ وابسته به میانگین نرخ کرنش است (Ren et al., 2019). $au_{ij} = -\overline{u'_j u'_i} = \vartheta_t (2S_{ij}) - \frac{2}{3} \delta_{ij} k$ (11)

برای شبیهسازی جریان زیرسطحی از نرمافزار المان محدود کامسول^۷ استفاده شد. این نرمافزار بر اساس معادلههای دیفرانسیل جزیی^۸ میباشد که مدلها با پارامترهای فیزیکی و ویژگیهای مختلف را مورد بررسی قرار میدهد. از نرمافزار کامسول برای حل معادلات آب زیرزمینی استفاده میشود و برای جریان در رسوبات قانون دارسی و معادله پیوستگی برای سیال تراکمناپذیر مورد استفاده قرار می گیرد Bear, 1972; Cardenas and Wilson, 2007a, 2007b;).

$$\nabla \left(\frac{\kappa}{\mu} \nabla \times \boldsymbol{P}\right) = \boldsymbol{0} \tag{12}$$

در رابطه ۱۲، **۸** نفوذپذیری ذاتی و عبارت داخل پرانتز سرعت دارسی میباشد.

شروط مرزی برای دامنه جریان سطحی و دامنه محیط متخلخل (جریان زیرسطحی) در شکل ۸ نشان داده شده است. برای مدل محاسباتی زیرسطحی، تخلخل با توجه به اندازه ذرات و هدایت هیدرولیکی مورد استفاده در شبیه سازی محیط متخلخل طبق رابطه ۱۳ محاسبه شد شبیه سازی محیط متخلخل طبق رابطه ۱۳ محاسبه شد هدیدرولیکی به ترتیب ۳۴ درصد و ۰/۰۲۵۹۳ متر بر ثانیه به دست آمد.

5. Reynolds-averaged Navier-Stokes equations

6. Strain rate tensor

7. Finite Element Comsol 6.1

8. Partial difference equation

که در آن RT میانگین زمان ماند، \boldsymbol{q}_{ex} دبی تبادلی، Q دبی جریان، H عمق جریان بالادست، K هدایت هیدرولیکی، \boldsymbol{d}_{H} میانگین حداکثر عمق نفوذ ذرات، L طول حفره و A سطح تماس جریان سطحی و زیرسطحی میباشد. همچنین توزیع فشار بهدست آمده برای هر آزمایش با استفاده از رابطه فشار بهدست آمده برای هر آزمایش با استفاده از رابطه ارائه شده توسط (2015) Chen et al. (2015) بیبعد گردید (رابطه ارائه شده توسط (عداکثر فشار و p_{max} حداکثر فشار تعریف شده است. (۲)

 $p^* = \frac{1}{p_{max} - p_{min}}$

۲-۲- مدل عددی فلوئنت و کامسول

برای شبیه سازی جریان سطحی روی حفره و جریان زیر سطحی هایپریک در رسوبات از نرم افزارهای دینامیک سیالات محاسباتی^۱ (CFD) استفاده شده است (Cardenas). سیالات محاسباتی^۱ (CFD) استفاده شده است (and Wilson 2007a, 2007b, 2007c; Chen et al., 2015 این مدل سازی با کوپل کردن جریان سطحی و زیر سطحی این مدل سازی با کوپل کردن جریان سطحی و زیر سطحی این مدل سازی با کوپل کردن جریان مطحی محاسبه شده در این مدل سازی با کوپل کردن جریان مطحی و زیر سطحی این مدل سازی با کوپل کردن جریان سطحی محاسبه شده در این مدل می شود به بایینی مدل آب سطحی به عنوان مرز بدون جریان^۳ تنظیم شده است (,2015).

در این تحقیق برای شبیهسازی جریان سطحی درون حفره از نرمافزار حجم محدود انسیس فلوئنت^۴ استفاده شد. این نرمافزار با استفاده از روش حجم محدود به حل معادلات دیفرانسیلی و انتگرالی می پردازد. با استفاده از روش شبیهسازی دینامیک سیالات عددی می توان جریان سیال را به طور دقیق مورد بررسی قرار داد. در نرمافزار فلوئنت برای شبیهسازی جریان آشفته، معادلات میانگین ناویر استوکس^۵ (RANS) با مدل اشفتگی ω-۲ حل شد. برای سیال تراکم ناپذیر، معادلات پیوستگی و ناویر استوکس متوسط رینولدزی به ترتیب به صورت روابط ۸ و

$$P \operatorname{ray}_{i} = 0$$

$$O(3)$$

$$O(1) = \frac{\partial U_i}{\partial x_i} = -\frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} (2\mu S_{ii} - \rho \overline{u'/u'})$$

$$O(3)$$

$$O(3)$$

$$\rho U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} (2\mu S_{ij} - \rho \overline{u'_j u'_i})$$
(9)

1. Computational Fluid Dynamics

3. No flow

^{2.} Drichlet boundary

^{4.} Finite Volume Ansys Fluent 18.2.2



شکل ۸ مدل مفهومی و شرایط مرزی مدل

۳– نتایج و بحث

۳-۱- ارزیابی مدل

برای کالیبراسیون مدل سطحی فلوئنت، پروفیل سطح آب و سرعت جریان سطحی در آزمایشگاه و مدل مقایسه شد. پروفیل سطح آب با استفاده از دستگاه ترازسنج دیجیتالی با دقت ۲۰/۱ میلیمتر در محدوده حدود ۲ متر از وسط کانال اندازه گیری شد و با پروفیل سطح آب حاصل از شبیه سازی فلوئنت مقایسه گردید. شکل ۹ پروفیل سطح آب در آزمایشگاه را نشان می دهد. شکل ۱۰ مقایسه پروفیل سطح آب شبیه سازی و مشاهداتی برای بستر با طول حفره ۱ متر را نشان می دهد. در محل حفره با توجه به پایین افتاد گی سطح آب بالا می آید که نتیجه شبیه سازی در جریان، کمی سطح آب بالا می آید که نتیجه شبیه سازی در

فلوئنت نیز بیانگر همین موضوع می باشد. ریشه میانگین مربعات خطا^۱ برای پروفیل سطح آب برای بستر مذکور ۰/۰۰۲ متر و میزان درصد خطای پروفیل سطح آب محاسباتی به مشاهداتی در محدوده ۲± درصد محاسبه گردید.

شکل ۱۱ مقایسه سرعت اندازه گیری در آزمایشگاه و سرعت شبیه سازی را نشان می دهد. پروفیل توزیع سرعت قائم با استفاده از سرعت سنج الکترومغناطیس در ۷ مقطع در عمق های مختلف برای بستر E1 اندازه گیری شد. سپس با پروفیل سرعت قائم حاصل از خروجی نرمافزار فلوئنت در مقاطع فوق مقایسه گردید. محور افقی سرعت طولی و محور قائم عمق را نشان می دهد. مطابق شکل ۱۱، مقادیر سرعت در نزدیکی کف در مقاطع و g مثبت و با افزایش عمق آب در هر مقطع در ابتدا روند افزایشی داشته و سپس ثابت



Fig. 9 Free surface elevation in the laboratory **شکل ۹** پروفیل سطح آب در آزمایشگاه

1. Root Mean Square Error

می شود. روی شیب های داخلی حفره در مقاطع b و f سرعت در نزدیکی کف کانال منفی و سیس با افزایش عمق، مثبت

می گردد. در وسط حفره در مقاطع c d «c نیز مقادیر

سرعت در نزدیکی کف کانال منفی میباشد سپس روند

افزایشی و در نهایت ثابت می شود. مقادیر سرعت منفی در





وسط حفره در نزدیکی کف کانال در مقاطع b، c، b، e و f نشاندهنده وجود جریان چرخشی میباشد. روند پروفیل توزیع قائم سرعت شبیهسازی با مقادیر آزمایشگاهی مطابقت داشته و RMSE بهدست آمده از مقایسه سرعت ۰/۰۴۸ میباشد.

0.47 0.5 0.5 0.5 а b d 0.4 0.4 0.4 0.42 0.3 0.3 0.37 0.3 0.2 0.2 0.9 0.4 0.9 -0.1 0.4 -0.1 0.4 0.9 -0.1 0.4 0.9 -0.1 y (m) 0.5 0.5 0.5 e g 0.4 0.45 simulation 0.4 0 exprimental 0.4 0.3 0.35 0.3 0.2 0.4 0.4 0.9 -0.1 0.9 -0.1 0.9 0.4 -0.1 Vx (m/s) 0.4 (£) 0.35 >> 0.3 0.3 0.25 3.4 3.5 3.6 3.7 x (m) 3.8 3.9 4 4.1

Fig. 11 Comparison of experimental and simulation velocity at different points of the pit in the E1 experiment شکل ۱۱ مقایسه سرعت آزمایشگاهی و شبیه سازی در نقاط مختلف حفره در آزمایش E1

نقاط مختلف c ،b ،a و d داخل بستر رسوبی مشخص شد. شکل ۱۲ مسیر جریان هایپریک آزمایشگاهی و شبیهسازی با استفاده از نرمافزار کامسول را نشان میدهد. جریان رو به

برای ارزیابی مدل زیرسطحی کامسول از روش ردیابی خطوط جریان با استفاده از تزریق ماده رنگی در آزمایشگاه استفاده شد. الگوی جریان هایپریک با تزریق ماده رنگی در

پایین به سمت کف کانال از وسط حفره به سمت بالادست و پایین دست کانال حرکت می کند و سپس به صورت جریان رو به بالا از محیط متخلخل در بالادست و پایین دست خارج می شود و به جریان سطحی می پیوندد. بررسی نقاط تزریق در آزمایشگاه نشان می دهد که الگوی جریان در مدل زیرسطحی شبیه سازی شده با نرم افزار کامسول با الگوی جریان در آزمایشگاه همخوانی دارد.





Fig. 12 Comparison of experimental and simulation pain lines at different points of the pit in the E5 experiment شکل ۱۲ مقایسه مسیرهای جریان آزمایشگاهی و شبیهسازی E5 در نقاط مختلف حفره برای آزمایش



Fig. 13 Eddy current in experiment (E1 test) **شکل ۱۳ ج**ریان چرخشی ایجاد شده در آزمایشگاه (آزمایش (E1

شکل ۱۳جریان چرخشی ایجاد شده با قرار دادن نخ متصل به میله فلزی در حفره را نشان میدهد. با وصل کردن نخ به انتهای میله فلزی و قرار دادن آن به داخل حفره پر از آب در کانال، در داخل حفره بر خلاف قسمتهای دیگر کانال، مسیر نخ به صورت چرخشی درآمده که نشاندهنده

وجود گردابههایی در این نقاط میباشد. در شبیهسازی با نرمافزار فلوئنت مطابق شکل ۱۴ وجود گردابهها را داخل حفره اثبات میکند که نشاندهنده جریان گردابی در دو طرف داخلی حفرهها است.



Fig. 14 Simulation eddy current (E1 test) (E1 جریان چرخشی شبیهسازی شده (آزمایش E1)

٣-٣- اثر طول حفره و عمق آب بر توزيع فشار شکل ۱۵ توزیع فشار بیبعد را در بسترهای مختلف نشان میدهد. نواحی حداکثر فشار با رنگ قرمز در وسط حفره و حداقل فشار در بالادست و پاییندست حفره با رنگی آبی مشخص شده است. جهت حرکت ذرات داخل بستر رسوبی مطابق با گرادیان فشار ایجاد شده در حفره می باشد بهطوری که ذرات از نواحی حداکثر فشار وسط حفره که عمق آب در آن نسبت به سایر قسمتها بیشتر است به سمت نواحی حداقل فشار آبی رنگ در بالادست و پاییندست کانال حرکت میکنند. همچنین با افزایش طول حفره وسعت ناحیه حداقل فشار در مقایسه با کمترین طول حفره، کاهش مییابد ولی افزایش طول حفره، تأثیری بر محل حداكثر و حداقل فشار نداشته است. مطابق شكل ۱۵ افزایش عمق آب نیز تأثیری بر وسعت و محل ناحیه حداکثر فشار و حداقل فشار نداشته است. بنابراین بسترهای E1 و E5 با طول حفره ۰/۲۵ متر کمترین وسعت حداکثر فشار و E4 و E8 با طول حفره ۱ متر بیشترین وسعت حداکثر فشار را داراست. از طرفی، ردیابی ذرات داخل بستر رسوبی و خطوط هایپریک وابسته به اثر گرادیان فشار و تغییرات هد هيدروليكي ميباشد. افزايش عمق آب باعث افزايش هد هیدرولیکی در بسترها میشود و بیشترین تغییرات هد هیدرولیکی در حداکثر طول حفره مورد آزمایش در هر دو عمق آب در بسترهای E4 و E8 با طول حفره ۱ متر اتفاق میافتد و مقادیر آن به ترتیب برای عمق ۰/۰۶۱ و ۰/۱۰۱ متر، ۰/۱۰۶۴۴۲ و ۰/۱۰۶۴۵۱ متر میباشد و کمترین تغییرات هد هیدرولیکی در بسترهای E1 و E5 با حداقل طول حفره ۲۵/۰۷ متر در عمق آب ۰/۰۶۱ و ۱۰/۱۰ متر



اتفاق می افتد که به ترتیب ۰/۱۰۳۸۶۵ و ۱۰۵۱۷۴ متر محاسبه گردید.

Fig. 15 Dimensionless pressure distribution in the studied experiments شکل 1۵ توزیع فشار بی بعد در آزمایش های مورد مطالعه

E3 و E3 می، اشد. مقایسه بسترهای E1 و E5 نشان می دهد افزایش عمق آب در آزمایش هایی با طول حفره ۲۸'۰ متر باعث افزایش درصد دبی تبادلی از ۹/۶۱۲ به ۱۰/۰۰۳ گردیده است. همچنین افزایش عمق آب در بسترهای E2 و E6 که طول حفره در آنها ۵/۰ متر می باشد موجب افزایش درصد دبی تبادلی از ۲۵/۸ به ۲/۱۷۲ شده و درصد دبی ۶/۱۳۳ افزایش داشته است. در بسترهای E3 و E7 با طول حفره ۲/۱۵ افزایش داشته است. در بسترهای E3 و E7 با درصد دبی تبادلی ندارد و از ۶/۹۸۹ به ۶/۹۸۹ افزایش یافته درصد دبی تبادلی ندارد و از ۶/۹۸۹ به ۶/۹۸۹ افزایش یافته



۳–۳– مقایسه دبی تبادلی

شکل ۱۶ مقایسه دبی تبادلی بیبعد برای بسترهای مورد آزمایش را نشان میدهد. افزایش طول حفره در بستر E4 نسبت به E1 و در بستر E8 نسبت به E5، نشاندهنده کاهش دبی تبادلی بیبعد است. بنابراین رابطه معکوسی بین طول حفره و دبی تبادلی بیبعد برقرار میباشد که نشان میدهد با افزایش طول حفره، دبی تبادلی کاهش می یابد و کاهش دبی تبادلی بیبعد باعث کاهش سهم دبی عبوری به داخل بستر رسوبی می شود. در مطالعات Cardenas and Wilson (2007a) با افزایش نسبت طول دیون، دبی تبادلی کاهش می یابد که با مطالعات حاضر هم خوانی دارد. با افزایش طول حفره، گردابههای ایجاد شده داخل حفره بزرگتر و ذرات بیشتری از جریان سطحی وارد محیط متخلخل رسوبی می شوند و در تبادل هایپریک شرکت می کنند. نتایج بررسی طولهای مختلف نشان داد با افزایش طول حفره، ذرات با زمان ماند طولانی تر و سرعت کم تر داخل بستر رسوبی حرکت میکنند که باعث تبادل کمتری با جريان سطحي مي شوند.

حداکثر و حداقل درصد دبی تبادلی برای عمق ۰/۰۶۱ متر ۹/۶۱۲ و ۶/۱۳۳ برای آزمایش E1 و E4 و برای عمق ۰/۱۰۱ متر به ترتیب ۱۰/۰۰۳ و ۶/۱۷۱ درصد برای آزمایشهای ۳−۴− اثر طول حفره بر عمق نفوذ و زمان ماند شکل ۱۷ و ۱۸ مقایسه زمان ماند میانگین بی بعد و عمق نفوذ بی بعد را در بسترهایی با طولهای مختلف حفره ۲۰/۲۵، ۵٫۰۸ ۷/۱۰ و ۱ متر در دو عمق آب نشان می دهد. نتایج بیانگر این است که بسترهای E4 و E8 بیش ترین میزان عمق نفوذ و زمان ماند بی بعد را دارد و E1 و E5 کم ترین



Fig. 17 Comparison of dimensionless residence time and penetration depth in different pit lengths in the depth of 0.061 meters



مختلف حفره در عمق ۰/۰۶۱ متر



Fig. 18 Comparison of dimensionless residence time and penetration depth in different pit lengths in the depth of 0.101 meters



مقدار بیبعد از پارامترهای فوق را نشان میدهد. حداکثر عمق نفوذ بیبعد در بسترهای E4 و E3 با طول حفره ۱ متر بهترتیب ۳/۸۲ و ۲/۳۳ میباشد و حداکثر زمان ماند بیبعد نیز مربوط بسترهای E4 و E3 با مقادیر ۲۲۲/۰۵ و ۱۳۵/۴۵ ارائه شده است. افزایش طول حفره موجب افزایش عمق نفوذ بیبعد و زمان ماند بیبعد میشود بنابراین رابطه مستقیم بین طول حفره و این شاخصهای بیبعد برقرار مستقیم بین طول حفره افزایش مییابد ذرات باید مسیر طولانی تری را طی کنند تا بهدلیل گرادیان فشار به سطح آب برسند و به تبع زمان نیز افزایش مییابد. طولانی تر شدن مسیر ذرات نیز باعث کاهش سرعت عبوری ذرات در محیط متخلخل میشود درنتیجه عمق نفوذ افزایش مییابد.

۳-۵- اثر عمق آب بر عمق نفوذ و زمان ماند بیبعد

شکل ۱۹ مقایسه زمان ماند و حداکثر عمق نفوذ بی بعد را برای دو عمق آب ۱۰/۰۱ و ۱۰/۱۰ متر نشان می دهد. مقایسه بسترهای مورد آزمایش بیانگر آن است که حداکثر افزایش عمق نفوذ بی بعد مربوط به بسترهای E1 و E5 با طول حفره ۲۵/۰ متر از ۱۶۴۹ به ۱۶۷۲ می باشد و حداقل افزایش عمق نفوذ برای بسترهای E3 و E7 با طول حفره ۱۰/۲۵ متر از ۱۹۵۱ در عمق آب ۱۶۰/۰ متر به ۲۹۵۳ ۱۰/۲ متر از ۱۰/۱۰ در می باشد. هم چنین نتایج نشان داد که افزایش عمق آب از ۱۰/۱۰ به ۱۰/۱۰، افزایش عمق نفوذ بی بعد را به دنبال دارد. مطابق شکل ۱۹ محدوده تغییرات زمان ماند بی بعد در آزمایش ها از ۱۳/۵۴۵ تا ۲۹/۰۰۱







میباشد که حداکثر افزایش زمان ماند بیبعد مربوط به بسترهای E1و E5از ۲۸/۱۵۰ به ۲۸/۱۰۲ و حداقل افزایش زمان ماند بیبعد برای بسترهای E4 و E8 از ۱۳/۵۴۵ به ۱۳/۶۸۱ محاسبه شد. به نظر میرسد در عمق کمتر، میدان جریان تحت تأثیر گردابه آشفتگی است که موجب زمان ماند و عمق نفوذ کوتاهتر ذرات گردیده است.

۳–۶– هیستوگرام توزیع زمان ماند

شکل ۲۰ هیستوگرام توزیع زمان ماند میانگین را برای تمامی آزمایشها نشان میدهد. هیستوگرام توزیع زمان ماند برای آزمایش E1 و E5 که طول حفره کم تری نسبت به سایر حفرهها دارد توزیع لوگ نرمال (میباشد که نشان میدهد تعداد ذرات بیشتری با زمان ماند کوتاهتر داخل بستر رسوبی E1 و E5 وارد و سپس به جریان سطحی برمی گردد. در بسترهای E4 و E8 که بیشترین طول حفره را دارد طبق آزمون كلموگروف اسميرنوف مقادير حدى تعمیم یافته^۳ توزیع مناسبتری است. هیستوگرام در بسترهای E4 و E8 نشان دهنده این است که ذرات زمان بیش تری را داخل بستر رسوبی طی می کنند. برای بسترهای E6 ،E3 ،E2 و E7 با افزایش طول حفره میزان مشارکت ذرات با زمان ماند بالا افزایش می ابد. هیستوگرام توزیع زمان ماند با تغییر عمق تغییری نداشته است. هیستوگرام توزيع زمان ماند در مطالعات (Trauth et al. (2013) روى خیزاب و چالاب و (2019) Jamali et al. بر پشته میانی از توزيع لوگ نرمال پيروى مىكند. همچنين Movahedi et al. (2019) بر روی فرم بستر خیزاب و چالاب توزیع مقدار حدى تعميم يافته را ييشنهاد دادند.

۳-۷- اثر دبیهای مختلف جریان بر مشخصات بیبعد ناحیه هایپریک

یکی از عوامل مؤثر بر مشخصات ناحیه هایپریک، دبی جریان است. در این تحقیق پارامترهای بیبعد ناحیه هایپریک برای سه دبی ۱۰، ۲۳/۸ و ۴۰ لیتر بر ثانیه با استفاده از نرمافزارهای فلوئنت و کامسول شبیهسازی و مورد مقایسه قرار گرفت. مشخصات هندسی و هیدرولیکی مدل شبیهسازی در جدول ۲ ارائه شده است.



Fig. 20 Histogram of residence time distribution in experiment شکل ۲۰ هیستوگرام توزیع زمان ماند در آزمایشها

مدلهای	هيدروليكى	مشخصات هندسی و	جدول ۲
--------	-----------	----------------	--------

شبيەسازى

 Table 2 Geometrical and hydraulic characteristics of the simulation models

Models	Discharge (L/s)	Upstream water depth (m)	Pit length (<u>m</u>)	Pit height (m)
EQ1	10			
E2	23.8	0.061	0.5	0.1
EQ2	40			

شکل ۲۱ معیار بی بعد دبی تبادلی در سه دبی مختلف ۱۰، EQ2 و ۲۰ لیتر بر ثانیه برای بسترهای EQ1 و EQ2 و EQ2 را نشان می دهد. مطابق شکل ۲۱ معیار بی بعد دبی تبادلی ۰/۰۳۳۱۰ می دهد. مطابق شکل ۲۱ معیار بی بعد دبی تبادلی بهدست آمد. در بستر EQ1 با دبی ۲۳/۸ لیتر بر ثانیه و در بهدست آمد. در بستر EQ1 با دبی ۲۳/۸ لیتر بر ثانیه و در بستر EQ2 با دبی ۴۰ لیتر بر ثانیه به ترتیب ۲۰۳۳۱۰ و بستر EQ2 با دبی ۲۰ لیتر بر ثانیه به ترتیب ۲۰۳۳۱۰ و نسلح به دبی کل جریان در سه مدل EQ1، EQ و EQ2 نشان می دهد که بیش ترین درصد دبی تبادلی مربوط به بستر EQ1 با دبی حداقل ۱۰ لیتر بر ثانیه می باشد و کم ترین

^{1.} Lognormal

^{2.} Kolmogorov Smirnov

^{3.} Generalized Extreme Value Distribution

Journal of Hydraulics ??(?), ???? 16

دار د.

درصد تبادل از سطح برای بستر EQ2 با دبی حداکثر ۴۰ لیتر بر ثانیه بهدست آمد. درصد دبی تبادلی از سطح برای بسترهای EQ1، EQ2 و EQ2 به ترتیب ۱۹/۱۵۸، ۲۸۵۲ و ۴/۶۷۰ درصد محاسبه شد. بنابراین افزایش دبی جریان سطحی موجب می شود که ذرات زمان کم تری داشته باشند سطحی موجب می شود که ذرات زمان کم تری داشته باشند تا داخل بستر رسوبی حرکت کنند و میزان درصد دبی تبادلی از سطح را کاهش می دهد. با افزایش دبی جریان به تبادلی از سطح را کاهش می دهد. با افزایش دبی جریان به دلیل کاهش تغییرات هد هیدرولیکی از ۱۰۷۶۶ به ۱۰۳۳۴ می انتایج Abshouri Jamali et al. (2019) مرخوانی Pourhosein ghadi et al. (2022) و t al. (2021)



Fig. 21 Comparison of dimensionless hyporheic exchange in EQ1, E2, and EQ2 models شکل ۲۱ مقایسه دبی تبادلی بیبعد در مدلهای EQ1 و EQ2

شکل ۲۲ زمان ماند بیبعد و میانگین حداکثر عمق نفوذ بیبعد را در دبیهای مختلف نشان میدهد. با افزایش دبی جریان، معیار بیبعد زمان ماند و عمق نفوذ کاهش می یابد. در بستر EQ2 با افزایش دبی و سرعت جریان، عمق آب روی بستر نیز افزایش مییابد و ذراتی که از سطح حفره در نواحى پرفشار وارد محيط متخلخل زيرين مىشوند بەدليل سرعت بالای جریان سطحی در زمان کمتری از محیط متخلخل خارج و به سمت نواحی کمفشار میروند بهعبارتی مدت زمان کم تری را در زیر بستر رسوبی سپری میکنند و به علت خروج زودتر ذرات در مقایسه با بستر EQ1 با دبی ۱۰ لیتر بر ثانیه، عمق نفوذ کمتری دارند. محاسبه میانگین حداکثر عمق نفوذ در شکل ۲۲ بیانگر کاهش عمق نفوذ در دبی بالا می باشد. برخلاف دبی های پایین که کاهش دبی و سرعت کم جریان، موجب ماندگاری بیشتر ذرات در بستر رسوبی می شود و با طی کردن مسیر طولانی بیش تر، به عمق نفوذ بالاتر كمك مي كنند. حداكثر زمان ماند و عمق نفوذ بی بعد برای بستر EQ1 با دبی حداقل ۱۰ لیتر بر ثانیه،

۴/۳۸۶۰ و ۲۱۲/۶۴۳ و حداقل مقادیر این دو معیار بی بعد برای بستر EQ2 با دبی حداکثر ۴۰ لیتر بر ثانیه، ۲/۴۱۶ و Marzdari et al. (2010) . ۲۲۵ محاسبه شد. مطالعات (۲۰۱۱ محاسبه شد. مطالعات (۲۰۱۱) Movahedi et al. (2019) ، Trauth et al. (2013) و(2021) . Trauth et al. (2013) نیز نشان داد با افزایش دبی و به دنبال آن افزایش عدد رینولدز زمان ماند بی بعد کاهش می یابد. بنابراین وقتی دبی جریان کاهش می یابد باعث می طولانی تر شدن زمان ماند ذراتی می شود که وارد بستر رسوبی شده است درنتیجه پتانسیل بالاتری را برای وقوع واکنشهای بیولوژیکی و کاهش آلاینده ها ایفا می کند. مروبی نتایج عمق نفوذ نیز با مطالعات ایشان، هم چنین نتایج عمق نفوذ نیز با مطالعات ایشان، افزایش دبی موجب کاهش عمق نفوذ می شود زیرا در افزایش دبی موجب کاهش می یابد که موجب کاهش عمق نفوذ می شود.



Fig. 22 Comparison of dimensionless residence time and penetration depth in EQ1, E2, and EQ2 models شکل ۲۲ مقایسه زمان ماند و عمق نفوذ بی بعد در مدل های EQ2 و EQ2

۵- نتیجه گیری

در این مقاله تأثیر طولهای مختلف حفره برداشت و عمق مختلف آب با آنالیز روی جریان سطحی و تبادل آن با جریان زیرسطحی مورد مطالعه قرار گرفت. برای شبیهسازی جریان سطحی و زیرسطحی به ترتیب از نرمافزارهای فلوئنت و کامسول استفاده شد. برای ارزیابی مدل سطحی پروفیل سطح آب و پروفیل توزیع سرعت قائم با مدل آزمایشگاهی مقایسه شد که نتایج نشان داد مدل عددی بهخوبی توانسته پروفیل سطح آب و پروفیل توزیع سرعت

قائم را شبیه سازی کند. هم چنین برای ارزیابی مدل زیر سطحی الگوی خطوط هایپریک شبیه سازی با الگوی خطوط هایپریک در آزمایشگاه مورد مقایسه قرار گرفت که نتایج حاکی از تطابق بین مسیرهای جریان هایپریک می باشد.

بررسی توزیع فشار در بسترها نشان داد نواحی پرفشار در وسط حفره و نواحی کم فشار در بالادست و پایین دست کانال و خارج از حفره است که حرکت ذرات داخل رسوبات بهدلیل گرادیان فشار، از نواحی پرفشار به کمفشار میباشد. هم چنین نتایج نشان داد افزایش طول حفره برداشت، موجب افزایش حداکثر عمق نفوذ بیبعد و کاهش دبی تبادلى بىبعد مىشود بهطورىكه محدوده تغييرات عمق نفوذ ۱/۶۶ تا ۲/۶۶ می باشد و درصد دبی تبادلی در عمق ۰/۰۶۱ و ۰/۱۰۱ متر به ترتیب از ۹/۶۱ به ۶/۱۳ و از ۱۰ به ۶/۱۷ کاهش یافته است که نشاندهنده رابطه معکوس بین طول حفره و دبی تبادلی بیبعد میباشد. همچنین افزایش عمق آب در هر یک از طولهای برابر از حفره مورد آزمایش، باعث افزایش دبی تبادلی بیبعد، افزایش زمان ماند و عمق نفوذ می شود. میزان حداکثر و حداقل هد هیدرولیکی با افزایش عمق آب در بسترها افزایش می یابد و محدوده تغییرات هد هیدرولیکی در عمق ۰/۰۶۱، ۰/۱۰۳۸۶ تا ۰/۱۰۶۴۴ متر و در عمق ۰/۱۰۱ ۰/۱۰۵۲ تا ۰/۱۰۶۴ متر مىباشد. پارامتر بىبعد زمان ماند با افزايش طول حفره روند افزایشی داشته است و کشیدگی هیستوگرام توزیع زمان ماند با افزایش طول حفره، از چپ به راست تغییر میکند که نشان میدهد ذراتی که زمان ماند طولانیتری دارند نقش بیش تری در حفره با طول ۱ متر دارند و ذرات با زمان ماند کوتاهتر سهم بیشتری در حفره با طول ۲۵/۲۵ متر ايفا مي كند.

نتایج تأثیر دبیهای مختلف روی حفره نشان دهنده آن است که با افزایش دبی، حداقل و حداکثر هد هیدرولیکی افزایش مییابد اما تغییرات هد هیدرولیکی کاهش مییابد. مقایسه بسترهای EQ1، E2 و EQ2 با سه دبی مختلف ۱۰، مقایسه بسترهای EQ1، E2 و EQ2 با سه دبی مختلف ۱۰، را ۲۳/۸ و ۴۰ لیتر بر ثانیه نشان داد که با افزایش دبی و سرعت جریان سطحی، میزان درصد دبی تبادلی، عمق نفوذ Marzdari درات کاهش مییابد که با مطالعات Trauth et al. (2010) (2015) همخوانی دارد.

با توجه به این که برداشت مصالح در بستر رودخانه می تواند آثار منفی در بهم خوردن تعادل طبیعی، مورفولوژی و اکوسیستم رودخانه داشته باشد مطالعه بر منطقه هایپریک در مناطق برداشت شن و ماسه می تواند از اجزا مهم پژوهش بر زیست بوم، احیای رودخانه ها و مدیریت برداشت باشد. هم چنین می تواند در پیش بینی و مدیریت جریان های هایپریک در مناطقی که برداشت شن و ماسه در بستر رودخانه وجود دارد مورد استفاده قرار گیرد.

۶- فهرست علايم

L	طول حفرہ (m)
Q _{ex}	دبی تبادلی (m ³ s ⁻¹)
Q	دبی (m³s ⁻¹)
RT	میانگین زمان ماند (s)
Н	عمق آب بالادست (m)
Κ	هدایت هیدرولیکی (ms ⁻¹)
d_{H}	ميانگين حداكثر عمق نفوذ (m)
А	سطح تماس جریان سطحی و زیرسطحی (m ²)
q^*	دبی تبادلی بیبعد
t^*	زمان ماند بیبعد
d^*	عمق نفوذ بىبعد
ρ	چگالی (kgm ⁻³)
μ	لزجت دینامیکی (pas ⁻¹)
U _i	سرعت متوسط در جهت i (ms ⁻¹)
U _j	سرعت متوسط در جهت j (ms ⁻¹)
u'_i	سرعت لحظهای در جهت i (^{ms-1})
u'_j	سرعت لحظهای در جهت j (^{ms-1})
Р	فشار متوسط (pa)
<i>x</i> _i	جهت (m) i
x_j	جهت (m) j
S_{ij}	تانسور نرخ کرنش
$ au_{ij}$	تنش رینولدزی (Nm ⁻²)
κ	نفوذپذیری ذاتی (m ²)
p^*	فشار بیبعد
p_{min}	حداقل فشار
p_{max}	حداکثر فشار
φ	تخلخل
d_m	قطر متوسط ذرات (m)

Journal of Hydraulics
??(?), ????
18

Brestolani, F. Solari, L. Rinaldi, M. and Lollino, G. (2015). On the morphological impacts of gravel mining: the case of the Orco River. In Engineering Geology for Society and Territory-Volume 3: River Basins, Reservoir Sedimentation and Water. Springer International Publishing. 319-322.

Bravard, J.P. and Petts, G.E. (1996). Human impacts on fluvial hydrosystems. In The Fluvial Hydrosystems, Springer, Dordrecht, 242-262.

Buffington, J.M. and Tonina, D. (2009). Hyporheic exchange in mountain rivers II: effects of channel morphology on mechanics, scales, and rates of exchange. Geography Compass, 3(3), 1038-1062.

Buss, S. Cai, Z. Cardenas, B. Fleckenstein, J. Hannah, D. Heppell, K. et al., (2009). The Hyporheic Handbook: a handbook on the groundwater-surface water interface and hyporheic zone for environment managers, Bristol: Environment Agency.

Butturini, A. Bernal, S. Sabater, S. and Sabater, F. (2002). The influence of riparian-hyporheic zone on the hydrological responses in an intermittent stream. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 6(3), 515-526.

Cardenas, M.B. and Wilson, J.L. (2007a). Hydrodynamics of coupled flow above and below a sediment-water interface with triangular bedforms. Advances in Water Resources, 30(3), 301-313.

Cardenas, M.B. and Wilson, J.L. (2007b). Effects of current-bed form induced fluid flow on the thermal regime of sediments. Water Resources Research, $43.(\wedge)$

Cardenas, M.B. and Wilson, J.L. (2007c). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. Water Resources Research, $43.(\wedge)$

Carman, P.C. (1937). Fluid flow through a granular bed, Trans. Inst. Chem. Eng. London, 15, 150-156.

Chen, D. (2011). Modeling Channel Response to Instream Gravel Mining, Desert Research Institute, Las Vegas USA, 125-140.

Chen, X. Cardenas, M.B. and Chen, L. (2015). Three-dimensional versus two-dimensional bed form-induced hyporheic exchange. Water Resources Research, 51(4), 2923-2936.

Datry, T. and Larned, S.T. (2008). River flow controls ecological processes and invertebrate assemblages in subsurface flowpaths of an ephemeral river reach. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 65(8), 1532-1544.

Dunne, T. Dietrich, W.E. Humphrey, N.F, and Tubbs, D,W. (1981). Geologic and geomorphic implications for gravel supply. Proceedings from the Conference on Salmon-Spawning Gravel, A

۷– منابع

هيدروليک

Abdullahi, N.H. and Ahmad, Z. (2022). River Aggradation-Degradation Under Sand Mining: Experimental and Numerical Studies. 9th International Symposium on Hydraulic Structures. Roorkee, India.

Abdullahi, N.H. and Ahmad, Z. (2023). Evaluation of migration speed equations of the upstream nick of the sediment mining pit. ISH Journal of Hydraulic Engineering, 29(3), 289-296.

Abshouri, A. dehghani, A.A. and Zahiri, A. (2021). Study of Hyporheic flow pattern downstream of river steps. Iranian journal of Ecohydrology, 8(4), 1127-1145. (In Persian)

Banzhaf, S. Krein, A. and Scheytt, T. (2011). Investigative approaches to determine exchange processes in the hyporheic zone of a low permeabilityriverbank. Hydrogeology Journal, 19(3), 591-601.

Barman, B. Sarma, A.K. and Kumar, B. (2018). Mining pit migration of an alluvial channel: experimental and numerical investigations. ISH Journal of Hydraulic Engineering, 26(4), 448-456.

Barman, B. Kumar, B. and Sarma, A.K. (2019). Dynamic characterization of the migration of a mining pit in an alluvial channel. International Journal of Sediment Research. 34(2), 155-165.

Bear, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. New York and Amsterdam: American Elsevier, 764p.

Bencala, K.E. (2005). Hyporheic exchange flows. Encyclopedia of Hydrological Sciences, 10, 1773-1740.

Biddulph, M. (2015). Hyporheic zone: in situ sampling. Geomorphological Techniques; British Society for Geomorphology. London, UK, 5859.

Bindhusri, A. and Arunachalam, M. (2015). Environmental impact of sand mining in Tamiraparani River, south Tamilnadu. International Conference on Engineering Trends and Science and Humanities. 123-132.

Boulton, A.J. Datry, T. Kasahara, T. Mutz, M. and Stanford, J.A. (2010). Ecology and management of the hyporheic zone: stream–groundwater interactions of running waters and their floodplains. Journal of the North American Benthological Society, 29(1), 26-40.

Boulton, A.J. Findlay, S. Marmonier, P. Stanley, E.H. and Valett, H.M. (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. Annual Review of Ecology and Systematics, 29(1), 59-81. Marzadri, A. Tonina, A. Bellin, A. and Tubino, M. (2010). Semianalytical analysis of hyporheic flow induced by alternate bars. Water Resources Research, $46.(^{\vee})$

Mori, N. Simčič, T. Lukančič, S. and Brancelj, A. (2011). The effect of in-stream gravel extraction in a pre-alpine gravel-bed river on hyporheic invertebrate community. Hydrobiologia, 667, 15-30.

Movahedi, N. Dehghni, A.A. Trauth, N. and Meftah Halaghi, M. (2019). Laboratory and Numerical Investigation of Hyporheic Exchange in Riffle-pool Bed Form. Iranian Journal of Eco Hydrology, 6(1), 191-204. (In Persian)

Pourhosein ghadi, M. dehghani, A.A. and Meftah Halghi, M. (2022). Effect of different hydraulic conditions on the hyporheic flow charachteristics around gabion weir structures. Iranian journal of Ecohydrology, 9(1), 15-33. (In Persian)

Radecki-Pawlik, A. Kidova, A. Lehotsky, M. Rusnak, M. Manson, R. and Radecki-Pawlik, B. (2019). Gravel and boulders mining from mountain stream beds. 5th International Scientific Conference on Civil Engineering-Infrastructure-Mining, In E3S Web of Conferences. Vol 106, p. 01005. EDP Sciences.

Reddy, Y.R. (2014). On the little-known hyporheic biodiversity of India, with annotated checklist of copepods and bathynellaceans (Crustacea) and a note on the disastrous implications of indiscriminate sand mining. Journal of threatened Taxa, 6(1), 5315-5326.

Ren, J. Wang, X. Zhou, Y. Chen, B. and Men, L. (2019). An Analysis of the Factors Affecting Hyporheic Exchange based on Numerical Modeling. Water, 11(4), 665.

Rinaldi, M. Wyżga, B. and Surian, N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. River research and applications, 21(7), 805-828.

Rovira, A. Batalla, R.J. and Sala, M. (2005). Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). River Research and Applications, 21(7), 829-847.

Sandercock, P. and Ladson, T. (2015). Risk assessment of floodplain mining pits in the mid-Goulburn Valley, Department of Environmental, Land, Water and Planning.

Sinha, S. Hardy, R.J. Blois, G. Best, J.L. and Sambrook Smith, G.H. (2017). A numerical investigation into the importance of bed permeability on determining flow structures over river dunes. Water Resources Research, 53(4), 3067-3086. Renewable Resource in the Pacific Northwest, 75-100.

Gandy, C.J. Smith, J.W.N. and Jarvis, A.P. (2007). Attenuation of mining-derived pollutants in the hyporheic zone: a review. Science of the Total Environment, 373(2-3), 435-446.

Gerecht, K.E. Cardenas, M.B. Guswa, A.J. Sawyer, A.H. Nowinski, J.D. and Swanson, T.E. (2011). Dynamics of hyporheic flow and heat transport across a bed-to-bank continuum in a large regulated river. Water Resources Research, 47.(%)

Haghnazar, H. Hashemzadeh Ansar, B. Amini, R. and Saneie, M. (2019). Experimental study on appropriate location of river material mining pits regarding extraction and utilization. Journal of Mining and Environment, 10(1), 163-175.

Huang, P. and Chui, T.F.M. (2018). Empirical Equations to Predict the Characteristics of Hyporheic Exchange in a Pool-Riffle Sequence. Groundwater, 56(6), 947-958.

Jamali, S. Dehghni, A.A. Trauth, N. and Zahiri, A. (2019). Experimental Investigation of Surface and sub-Surface Flow interaction in a Middle Bar. Iranian Journal of Eco Hydrology, 6(2), 323-339. (In Persian)

Jang, C.L. Shimizu, Y. and Lee ,G.H. (2015). Numerical Simulation of the Fluvial Processes in the Channels by Sediment Mining. Journal of Civil Engineering, 19(3), 771-778.

Jung, S.H. and Kim, J.S. (2023). Modeling the Effect of Hyporheic Flow on Solute Residence Time Distributions in Surface Water. Water, 15(11), 2038.

Kondolf, G.M. and Swanson, M.L. (1993). Channel adjustments to reservoir construction and gravel extraction along Stony Creek, California. Environmental Geology, 21(4), 256-269.

Kondolf, G.M. (1997). hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. Environmental management, 21(4), 533-551.

Kondolf, G.M. Smeltzer, M. and Kimball, L. (2002). Freshwater gravel mining and dredging issues, Center for Environmental Design Research: University of California.

Lee, H.Y. Fu, D.T. and Song, M.H. (1993). Migration of rectangular mining pit composed of uniform sediments. Journal of Hydraulic Engineering, 119(1), 64-80.

Magliozzi, C. Coro, G. Grabowski, R.C. Packman, A.I. and Krause, S. (2019). A multiscale statistical method to identify potential areas of hyporheic exchange for river restoration planning. Environmental modelling and software, 111, 311-323. Kozeny–Carman model. Hydrology and Earth System Sciences, 20(5), 1669-1680.

Wang, N. Zhang, C. Xiao, Y. Jin, G. and Li, L. (2018). Transverse hyporheic flow in the cross-section of a compound river system. Advances in Water Resources, 122, 263-277.

Wu, W. and Wang, S.S. (2008). Simulation of morphological evolution near sediment mining pits using a 1-D mixed-regime flow and sediment transport model. In World Environmental and Water Resources Congress. Ahupua'A. 1-10.

Xia, J.H. Chen, Y.M. Wang, W.M. Han, Y.L. Liu, H.Y. and Hu, L. (2013). Dynamic processes and ecological restoration of hyporheic layer in riparian zone. Advances in Water Science, 24(4), 589-597.

Xiao, Y. Liu, J. Wang, N. Gualtieri, C. Zhang, T. Liu, J. and Zhou, J. (2022). Numerical simulation of overbank hyporheic transport and biogeochemical reactions in a compound channel. Hydrological Processes, 36 (8), e14670.

Yuan, Y. Chen, X. Cardenas, M.B. Liu, X. and Chen, L. (2021). Hyporheic exchange driven by submerged rigid vegetation: A modeling study. Water Resources Research, 57(6), e2019WR026675.

Zawiejska, J. Wyżga, B. and Radecki-Pawlik, A. (2015). Variation in surface bed material along a mountain river modified by gravel extraction and channelization, the Czarny Dunajec, Polish Carpathians. Geomorphology, 231, 353-366.

Stubbington, R. Wood, P.J. and Boulton, A.J. (2009). Low flow controls on benthic and hyporheic macroinvertebrate assemblages during supraseasonal drought. Hydrological Processes: An International Journal, 23(15), 2252-2263.

Thibodeaux, L.J. and Boyle, J.D. (1987). Bedformgenerated convective transport in bottom sediment. Nature, 325(6102), 341-343.

Tonina, D. (2005). Interaction between river morphology and intra-gravel flow paths within the hyporheic zone, PhD Thesis, University of Idaho, 114 p.

Tonina, D. and Buffington, J.M. (2009). Hyporheic exchange in mountain rivers I: Mechanics and environmental effects. Geography Compass, 3(3), 1063-1086.

Tonina, D. and Buffington, J.M. (2011). Effects of stream discharge, alluvial depth and bar amplitude on hyporheic flow in pool-riffle channels. Water resources research, $47.(^{A})$

Trauth, N. Schmidt, C. Maier, U. Vieweg, M. and Fleckenstein, J.H. (2013). Coupled 3-D stream flow and hyporheic flow model under varying stream and ambient groundwater flow conditions in a pool-riffle system. Water Resources Research, 49(9), 5834-5850.

Trauth, N. Schmidt, C. Vieweg, M. Oswald, S.E. and Fleckenstein, J.H. (2015). Hydraulic controls of instream gravel bar hyporheic exchange and reactions. Water Resources Research, 51 (4), 2243-2263.

Urumović, K. and Urumović Sr, K. (2016). The referential grain size and effective porosity in the